AN INTRODUCTION TO MARINE GEOLOGY

近代海洋地质学

朱而勤　主编

青岛海洋大学出版社

责任编辑：木 青

封面设计：杨桂荣

ISBN7-81026-019-7

P·2 定价：24.00元

近 代 海 洋 地 质 学

主　编：朱而勤

副主编：王桥先

　　　　林振宏

作　者：(以姓氏笔划为序)

　　　　王　琦

　　　　王桥先

　　　　朱而勤

　　　　庄振业

　　　　李学伦

　　　　李桂群

　　　　吴铭先

　　　　陆念祖

　　　　林振宏

青 岛 海 洋 大 学 出 版 社

内容提要

本书主要介绍海洋地球物理及其地质应用，地壳结构模型的新认识，板块构造及地体学说，西太平洋大陆边缘的发展演化历史，沙坝泻湖沉积体系，海岸陆架的沉积动力学，海底岩石学的一些最新成果，海底多金属结核及热液矿床以及海底工程地质等章节。在各章节中详细论述了这些分支领域的最新进展和新概念，本书大部分内容在国内尚属首次系统介绍。

近代海洋地质学

朱而勤 主编

*

青岛海洋大学出版社出版

青岛市鱼山路5号

邮政编码：266003

新华书店发行

高密县计算机技术服务部微机激光照排

青岛海洋大学印刷厂印刷

*

1991年8月第1版　　1991年8月第1次印刷

16开(787×1092毫米)　23.5印张　4插页　540千字

印数1—1000

ISBN 7—81026—019—7/P·2

定价：24.00元

序言

自1922年以德文出版第一本《海洋地质学》以来，迄今已有6种海洋地质学相继问世，国内也已出版译著4种，教材1种。近年来海洋地质学进展迅速，仅用某一种出版物不能满足对研究生加深海洋地质学理论教育的需要，因此撰写本书。这几年国内出版了海洋地质学及某些分支学科的专著或教材，如《海洋地质学》、《海洋自生矿物》、《海洋沉积学》、《海洋地球化学》、《古海洋学概论》以及数本有关中国近海的区域海洋地质学专著。本书力求避免与上述出版物的内容重复，而重点论述当前国内外研究的一些前沿课题；因此，本书并未包括海洋地质学的所有分支。

我系和河口海岸带研究所多年来在海洋地质领域的许多方面作了大量调查和研究。本书以本专业的主要科研成果为基础，尽量收集国内外有关资料撰写而成。并尽量反映相应分支学科的新进展、新理论和新成果。各章内容具有相对独立性。部分章节曾在研究生中试用过1—2次，编入本书时又进行了修改和充实。

本书是集体劳动的成果。在本书编写过程中，得到了我校各级领导，特别是秦启仁副校长的关怀和资助。青岛市各兄弟单位如中科院海洋研究所、国家海洋局第一海洋研究所及地矿部海洋地质研究所等给予了很大的支持和帮助。

海洋所喻普之研究员、范守志副研究员对部分章节提出了宝贵意见。黄际遂同志协助绘制图件。对以上单位和同志谨致衷心感谢。本书的错误和不足之处，望读者指正。

朱而勤

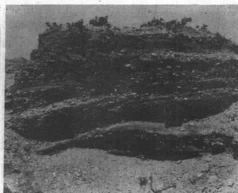
1990.5.29

→海

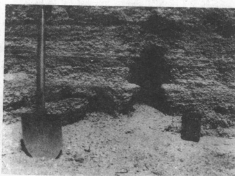


图版 1—a　黄河三角洲上王子岛贝壳堤及层理（1987）

→海

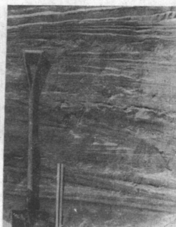


图版 1—b　贝壳堤堤梗亚相楔状交错层理（1987）



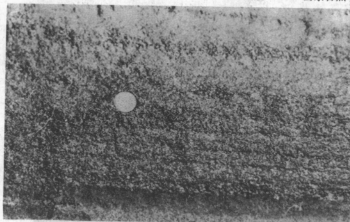
→海

图版 1—c　渤海西岸岐口贝壳堤层理（向海微倾）（1990）



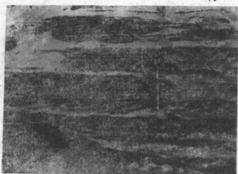
→海

图版 1—d　山东日照小东湖沙坝楔状层理（1983）

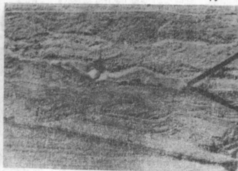


→海

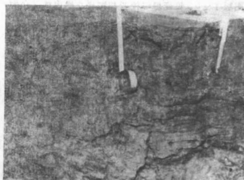
图版 1—e　荣成成山头沙坝的反递变纹层（1981）



图版 2—a 掖县沙坝前滨层理中夹高角度反向透镜体



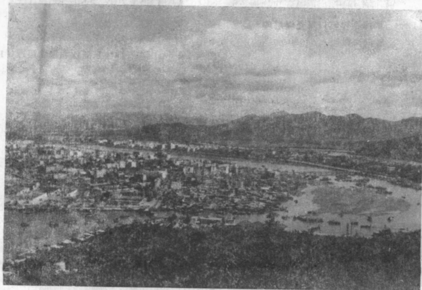
图版 2—b 日照县小东湖沙坝剖面小波纹层理（1982）



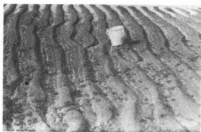
图版 2—c 日照泻湖沉积纹层（1981）



图版 3—f 海口白沙口沙坝和泻湖（1991）



图版 2—e 三亚潮流通道及内潮流三角洲（1990）



图版 3—a　外潮流三角洲上不对称沙波被落潮流顺沟冲切（1984）



图版 3—b　日照泻湖外潮流三角洲上沙波（1984）



图版 3—c　日照潮流通道之大沙波（1984）



图版 3—d　掖县刁龙咀内潮流三角洲上沙波的青鱼翅状构造（1984）



图版 3—e　招远沙坝冲越扇裙（1988）



图版 3—g　日照岚山头泻湖泥从沙坝外侧出露（1982）

目　录

* 五至八等四部分由李学伦编写

CONTENTS

第一章 绪 论

第一节 基本概念

地球表面的71%被海水覆盖，实际上地球是一个水球，各大洲象几个岛状陆块被大洋所包围。南半球表面被大洋覆盖了81%，北半球被覆盖了61%。海洋地质学是研究海水覆盖下的这部分地球的特征和演化历史，其主要研究对象是海下岩石圈的形貌、组分、地质构造、地球物理场和演化历史，为认识地球、开发利用地球服务。它既是地质学也是海洋学的下属学科。海洋地质学以传统地质学的理论和基本概念为基础，以新技术为手段，来探索大洋岩石圈，由此所获得的新资料、新理论又促进整个地质学的发展。

海洋地质学的每一进展均对地质学起重要影响，如海底扩张学说，引起整个地学发生了深刻革命。由于大洋构造控制着整个地球表层的形态和地质特征，大洋古环流的变化将给予地质历史时期的全球环境以巨大影响；因此，在某种程度上可以说："没有海洋地质学就没有近代地质学。"

海洋地质学的每一重大进展不仅将促进地质学的进步，而且对开发利用海洋，保护海洋带来显著效益。海底热液矿床的发现大大充实了矿床成因理论，它是现代矿床成因研究的天然实验室，使可能重新认识各类层控、时控矿床的形成条件、过程和分布规律。由于它富集度大、水深小，易于开采、品位高、多种金属共生和综合利用价值大等优点，极可能将代替研究了一百多年的多金属结核(锰结核)矿产，而成为最有开发远景的深海矿物资源。海洋地质学在海岸带和大陆架的开发利用中也起着极为突出的作用。

第二节 学科内容

海洋地质学的研究领域十分广泛，涉及到地质学的各个部分，主要的分支如下：

1. **海底地貌学** 研究海底地貌景观、空间分布及成因，是海洋地质学的经典学科，曾经对海洋地质学的发展，特别是板块构造学说的建立作出了重要贡献。海岸带由于其特殊的政治、经济地位，有关的地貌学受到更多的关注。海底由大陆边缘、洋盆底及洋中脊组成。海底地貌的基本格局受海底地质构造所控制，因此主要是构造地貌和火山地貌，当然也包括部分堆积和侵蚀地貌，如大陆隆、海底峡谷等。海底地貌的主要调查手段为精密测探、侧扫声纳和潜水观察。近年发展较缓慢。

2. **海洋地球物理学** 着重研究海洋区的各种地球物理场及其时空变化，包括海洋重力、海底地磁学、海底地震学(研究海底地震波场)、海洋地电学、海洋地热学等下属领域。测量这些地球物理场的地球物理测量，是深入了解海底地质构造、大洋地壳结构的重要手段。

当前海洋地球物理学正朝着完善测量仪器和手段、提高观测精度、探索新的资料分析方法、采集反映深部特征的信息等方面发展。设置于深海钻井底的地球物理仪器可以观测洋底深部的地球物理场及随时间的变化，对解决板块性质、俯冲板块边界的震源机制等问题有重要意义。卫星遥感遥测可直观地揭示大洋区地球物理场的基本分布模式。

3. **海底构造地质学**　研究洋底地壳结构、主要构造单位及其演化关系。

大洋地壳具有三层结构，自上而下分别称为层1——沉积层；层2——玄武质熔岩和岩墙、以及层3——辉长岩。莫霍钻探的目的(也是地质学家的奋斗目标)是钻穿地壳。经过了几十年的努力，现已钻至层2C,尚未钻穿层2.因此，有关其结构的信息仍靠间接(地震)手段获取。洋壳的演化决定着洋底构造的类型和构造单位的分布格局，是海底构造演变的动因。海底扩张一板块构造说一构造地层地体说，现仍是海洋地质学的前沿课题、深海钻探的重要目标之一。因此，海底构造地质学研究，对解决海洋起源、地壳演化等基本问题有重要意义，也控制着海底矿产的分布格局。

4. **海洋沉积学**　研究现代海底沉积物(含沉积岩)的特征、时空分布及形成和演变机理。大部分海底为沉积物所覆盖。中生代以来的沉积物总体积约为356 Mkm^3,约占全球沉积物总量的32.9%.深海钻探自1968年实施以来，已采集岩芯15万多米(至1983年止)，近年发展起来的延伸式取芯筒(XCD)，已可采集575 m以上的连续无扰动岩芯，为沉积学研究提供了坚实的基础。

海洋沉积学已发展了一些分支学科：海洋矿物学(以海洋自生矿物为重点)；海洋沉积地球化学(有别于以海水为主要研究对象的海洋化学)；动力沉积学(或称沉积动力学)；海洋微古生物学；事件沉积学及地层学等。由于取样手段日益改进，调查设备不断更新，室内测试精度提高，海洋沉积学各领域特别是动力沉积学、深海碳酸盐沉积学、等深流沉积学和构造沉积学等得到了迅速发展，革新了传统沉积学的理论。

5. **洋底岩石学**　研究洋底结晶岩石的特征、分布及成因，是随深海钻探、深潜等调查技术发展起来的新分支。洋底岩石与陆壳岩石相比，类型少，以高铁镁、低硅碱的基性火山岩为主，较陆壳岩石简单些.洋底岩石年龄小，所发现的岩石未有超过170 Ma者。由于板块的不断运动，老洋壳向两侧漂移，到俯冲带消亡，因此，洋底岩石在不断更新。洋底已发现的岩石类型有：玄武岩、超镁铁岩、辉长石、安山岩、碱性岩、花岗质岩和变质岩等。洋底岩石的研究，对解决洋壳的形成和演化、海底矿产成因、海洋起源等有重要意义。

6. **海洋历史地质学**　研究海洋岩石圈的地质变化历史，着重研究海洋地壳的发展变化、海陆分布格局的演变历史、海平面(特别是新生代以来)变化等问题。历史地质学在阐明海洋成因、预测地球未来演变趋势及矿物资源富集规律等方面有重要意义。

海洋地层学是历史地质学的重要分支，它侧重于海洋地层的层序划分，时代的确定和层序建立(包括岩性层序、生物层序、磁性层序等)；古海洋学是它的另一重要新兴分支，其中心课题是研究古海洋环流发展史，再造现代海洋区的古地理和地质构造发展史。近年来，由于超长未扰动岩芯的取样、微量同位素分析和超导磁力测量三大新技术的发展，使古海洋学的时代表和地层分辩率的精度大为提高，已达到ka—cm—mg(千年—厘

米一毫克)级。

7. **海底矿产地质** 研究现代海底生成及赋存的矿物资源的地质学。海底赋存着种类繁多、蕴藏量极大的矿物资源，它们是：海底表层的建筑材料、近海砂矿；海底多金属结核(包括结壳)、磷块岩等自生矿产；块状硫化物矿、多金属软泥等热液矿产；石油、天然气、煤等有机矿产。70年代至80年代初世界上很多国家进行了大规模的锰结核调查，基本查清了它们的富集区和分布规律。现在除少数国家尚进行锰结核调查外，大多数已转向富钴锰结壳和海底热液矿床的勘探工作。继1986年美国斯克里普斯海洋研究所在南太平洋汤加群岛以西的劳海盆(Lau)发现弧后盆地型死烟囱块状硫化物后，又在冲绳海槽、马里亚纳海槽等多处发现了弧后盆地型热液矿床。海底矿产地质的研究不仅可为开发利用海底矿物资源提供基础资料，而且将对陆地类似矿床的成因解释和成矿预测产生重要影响。

8. **海洋工程地质学** 研究与海洋工程和开发有关的工程场所的地质条件。海洋工程地质条件一般包括工程场区的地貌特征、地质构造、地震活动性及底质工程力学性质等。海洋工程地质条件的调查和评价将为工程的规划设计和施工提供必要的科学依据。因此海洋工程地质学是海洋地质学的重要应用分支。海洋工程地质调查的目的是查明和评价工程场区的地质条件、预测工程建成后地质条件的变化、选择最佳工程场所和提出克服不良地质条件的工程措施。浅海区海底大多为松散沉积物所覆盖，因此，海底沉积物的工程特性是海洋工程地质研究的主要内容，包括浪、潮、流周期作用所引起的沉积物变形以及对沉积物进行现场测试(静力、动力触探试验，旁压仪测试及十字板试验)和室内土工试验。滨外灾害地质的调查也是海洋工程地质学的重要领域，如工程场区的地震性，断层活动性、沉积物不稳定性，侵蚀和沉积作用等方面。

9. **海洋地质调查技术** 研究进行海洋地质学调查勘测的各种技术手段。大体可分为三部分：常规海洋地质调查技术、专项调查研究技术和地球物理测量。属第一类的有：地质取样、现场观测、遥感遥测技术、剖面仪、侧扫声纳、海底照象和电视等；专项调查手段包括深海钻探、潜深观测等；地球物理调查包括地震、重力、磁力和热流等项调查。海洋地质调查技术的每一进步都将促进海洋地质学的发展。

第三节 研究简史

海洋地质学研究历史大体可划分为三个阶段：早期地理学考察阶段；海洋地质学奠基阶段；现代海洋地质学阶段。

第一阶段 早期地理学考察阶段

最早对海底地质的认识与航行、海洋开发有关。我国魏晋时期(公元263年)刘徽所著的《海岛算经》中，根据三角形相似原理测量和计算了陆地与海岛的距离及海岛的高度。我国的航海史可上溯至公元前，《山海经》(著于公元前300年)内载有大量海外奇珍异事。我国的两大发明——指南针和尾舵使各国航海事业(包括哥伦布1520年发现美洲)得益匪浅。宋代的四幅传世地图——《禹迹图》(1137年)与《华夷图》(一起存于西安碑林)、《地

理图》、《舆地图》及《九域守令图》，已将渤海、东海的海岸轮廓相当准确地绘制出来。特别是《禹迹图》和《九域守令图》中所画岸线基本符合今天的情况，是我国迄今已发现的最早海图。中国早期的航海活动积累了关于海岸、海底地理地貌和底质等方面的原始认识。较大规模的航海活动是明代的航海家(也是早期的海洋地理地貌学家)郑和领导的，他于1405年(永乐三年)——1433年先后七次奉使西洋，到达了印尼、印度、锡兰、亚丁、西非等国。所绘制的《郑和航海图》登载于1621年茅元仪所著的《武备志》中，该图记载了大量海岛、暗礁、浅滩等珊瑚礁海洋地貌景观。以后(1520年)黄省曾所撰写的《西洋朝贡典录》中的《针位篇》详细记录了东南亚、西非等国家的航向、航程和经纬度。描写这次航海活动的其他著作还有《西洋番国志》(巩珍，1434)、《星槎胜览》(费信，1436)、《瀛涯胜览》(马欢，1451)。清代海员谢清高曾于1783——1797年航行至亚洲、欧洲、非洲和美洲的主要贸易港口，他与杨炳南合著的《海录》中有大量关于海洋地理、地貌的记载。

有关海岸地理、地貌方面的著作大多出现在明朝及以后。明代的海岸地理学家郑若曾撰写的巨著《筹海图编》(1562)*,除附有浙江、福建的海岸地图外，还较详细地记录了这些省区的海岸特征。清朝陈炯编著的《海图见闻录》附有中国沿海各省的海岸地图。清代方观承的《敕修两浙海塘通志》是海岸防护方面的著作。

国外早期的海洋地质调查都与海洋学调查或航海、地理学考察有关。在1831—1836年英国《猎犬》号考察期间，达尔文(1809—1882)观察到物种进化的规律，建立了探索地球历史的科学基础。由于对各类珊瑚礁进行了考察，达尔文(1836年)提出了珊瑚礁成因的沉降说,直到1952年这一见解才为埃尼威托克环礁的钻探结果所证实,当钻穿1287 m厚的珊瑚礁灰岩后，打到了火山岩基底。

海洋测深资料的积累也促进了海洋地质学的进展。1840年，罗斯乘厄瑞玻斯(Erebus)号在南极考察时，在某站位测得最大水深为4435 m(14550英尺)。为了铺设横越大西洋的海底电缆，莫里(M. F. Maury, 1806—1873年)编制并发表于1854年的北大西洋(52°N至10°S)水深图，这是海洋学家所完成的第一张海洋水深图(最深等深线达7300 m)。

达尔文的亲密朋友赫胥黎曾研究过深海钙质软泥，并认为陆地上的白垩层是由极细的钙质浮游生物壳组成，这些壳就象深海软泥中的微体化石一样，因此，他推论，白垩层是上升到陆地上的深海沉积物。

在第一阶段，海洋地质学的一些领域(地理、地貌、沉积)积累了一些初步知识，为大规模海洋学(包括海洋地质)调查作了理论、技术等各方面的准备。

第二阶段　海洋地质学奠基阶段

这一阶段是从英国《挑战者》号考察开始，延续到20世纪30年代海洋地质—地球物理调查之前。

1872—1876年英国《挑战者》号的考察具有划时代的意义。这次考察中，深入研究了海洋沉积、海底地貌和锰结核等，为海洋地质学作了大量的奠基工作。考察航程68890海里，在492个站位进行了水深测量，共采集6200多个底质样品，在大西洋加那利群岛，太平洋塔希堤岛和夏威夷群岛附近的深海底采集了大量锰结核。后经十多年的研究，出

---

* 其友人广西兵备佥事茅坤之孙即为《武备志》作者茅元仪。

版了《深海沉积》(Deep—Sea Deposits. J. Murray和A. F. Renard, 1891)和《大洋深处》(The Depth of the Ocean. J. Murray和J. Hjort, 1912)两本巨著，成为海洋地质学奠基性的经典专著。《深海沉积》一书首次描述了红粘土、深海软泥、锰结核等，所提出的深海沉积物分类至今仍不失其地位。二专著的作者默里(Sir John Murray, 1841—1914)也成为海洋地质学的奠基人。

此后，美国的《信天翁》号(1888—1920)、荷兰的《西博加》号(Siboga, 1899—1900)、德国的《埃·斯蒂芬》号(Edi Stephan)、《行星》号(Planet)、及稍后的《流星》号(Meteor, 1925—1927)也对大西洋、东印度群岛区和欧洲海区进行了海洋学考察，同时也进行了海洋地质学的研究。本世纪初德人安德雷(K. Andree)根据德国调查船在欧洲海区所取样品的研究结果，用德文撰写了世界上第一部海洋地质学(1920年)，成为本学科的先驱性著作。

德国气象学家魏格纳(A. L. Wegener)根据大量古气候学、古生物学、几个大陆间的拼合性以及大西洋两侧岩石和主要地质构造的吻合性等方面的资料于1912—1915年提出了大陆漂移学说，并出版了《海陆的起源》。但未引起足够重视，并逐渐衰落。到50年代中期，有利于大陆漂移的洋中脊、古地磁证据迅速积累，直至赫斯(H. H. Hess)和迪茨(R. S. Dietz)于1960—1961年重新提出了海底扩张学说后，魏格纳的漂移论才逐渐被人们所承认。

第三阶段　现代海洋地质学阶段

自从在海底使用电子回声测深技术和重力测量等地球物理调查方法以来，海洋地质学获得快速发展，并开始进入现代阶段，按其发展状况大体可分为早期、蓬勃发展期和近代三期。

1. 早期　本时期的重要特点是开始采用各种地球物理测量手段和独立组织海洋地质学考察活动。

本世纪20年代，德国《流星》号在南大西洋考察(1925—1927)中，首次使用了电子回声测深仪，代替了费时的缆绳测深，使大洋地形测图工作迅速推进。流星号考察后，绘制了大西洋地形图，从而发现了大西洋中脊。由于在大陆架、大陆坡进行了大量测深工作，而发现了水下大峡谷。1936年美国戴利(R. A. Daly)提出浊流侵蚀形成海底峡谷的学说。

最早的海上重力测量是由黑克尔(Hecker)于1903年用气压装置在大西洋进行的，此种方法的结果不佳。由于海洋重力，解释地壳和上地幔结构方面的重要作用，1923年芬宁. 梅因纳斯(Vening Meinesz)用他研制的摆仪开始了横穿海沟的重力测量。1929年他设计了一种具有三个同步摆的重力仪首次成功地进行了海上重力测量。1923—1932年，这位荷兰物理学家始终致力于用潜艇进行此项工作，他在印度尼西亚附近海域的海沟处发现了大的负重力异常。1935年美国地球物理学家尤因(W. M. Ewing, 1906—1974)首先将地震技术应用于美国东部陆架，以后又在地中海、挪威海及大西洋进行了地震折射测量，研究了地壳和地幔结构及厚度。十七世纪末到十八世纪初，英国天文学家加列伊(Garrel)运用等值线法编绘了第一张大西洋磁偏角分布图。然而，按专门计划和统一方法进行全球海洋磁测工作首先是由美国于1905—1929年完成的，此过程中，对三大洋进

行了几千次观测，编绘了各大洋的磁测图。

此时期在沉积物研究方面的主要进展是取样技术的进步。1929—1930年荷兰的《斯内卢斯》号(Snellius)考察期间使用了皮戈特(Piggot)采泥枪。在北大西洋柱样的研究中，根据浮游微化石组合和沉积物类型划分出了冰期和间冰期。乔利(J. Joly)从1908年开始研究了深海沉积物中镭含量，发现其中的铀系不平衡，并用作测定沉积物年龄的基础。美国的尤里(H. C. Urey)和皮戈特(C. S. Piggot)从1933年开始研究沉积物放射性不平衡测年，并提出用镤法测定沉积物年龄的方案，于1942年用^{226}Ra测定过沉积物年龄，开创了海洋放射性年代学的先声。

2. 蓬勃发展期

二次大战后，西欧、北美、日本、苏联等国均投入大量人力物力进行海洋学研究，从而也促进了海洋地质学的蓬勃发展。

全球规模测深的进行，相继发现了平顶山、大洋中脊和大洋裂谷，使海底地貌学大大充实。1956年希曾(B. C. Heezen)和尤因(W. M. Ewing)总结了海底地貌的资料，提出存在着一条贯穿各大洋的全球性大洋中脊和裂谷体系。并在洋中脊体系内发现了一系列的大型断裂带。1967—1969年，希曾和撒普(M. Tharp)合作绘制的大洋立体地貌图(图4)被全世界广泛采用。此时期深潜考察也有很大发展，1960年《的里雅斯特》潜水器潜至10919 m。

本时期海洋地球物理测量技术也迅速发展。在各大洋进行了广泛的重力、磁力、地震、地热等测量，所取得的成果成为60—70年代发展起来的海底扩张—板块构造学说的基础。海底热流测量自50年代开始进行以来，逐渐成为大洋考察中的常规项目。因为热流值与海底构造活动密切相关，故成为研究海底热液矿产及构造特征的重要手段。尤因在战后建立的美国拉蒙特地质研究所在地球物理调查方面起着推动作用。为了探索大洋岩石圈的性质，尤因不断改进海洋地震测量技术。如通过水下人工爆破来研究大洋地壳，开创了海洋爆破地震法，以后又开发了气枪法，使海洋地震测量不断进步，并在探索岩石圈性质方面起着重要作用。早期海洋磁测是用陆地磁力仪进行的，速度慢、精度低。1956年制造出用于海上测量的质子旋进磁力仪后，简便了测量过程，提高了精度，使海洋磁测得以迅速发展，到目前航迹已遍及各大洋。马逊(R. G. Mason)和腊夫(A. D. Raff)于1958—1961年在太平洋发现海底磁异常条带。瓦因(F. J. Vine)及马修斯(D. H. Mathews)提出大洋地磁异常条带的对称性模式是由于洋壳不断从洋中脊处增长出来，从而为海底扩张说提供了有力的证据。考克斯(A. V. Cox)等测定了从各地采集到的熔岩样品的年龄和古磁化方向，于1963年发表了第一张极性反转年代表。到1966年已明确地磁场的周期性倒转是地球历史的基本特征。此阶段海洋重力测量仪器也有很大改进，使20年代开始的重力测量得以蓬勃发展，现已基本查清各海域重力异常的分布特征和变化规律。

在海洋地质学各分支蓬勃发展的基础上，逐渐形成和创立的海底扩张—板块构造学说成为本时期的标志事件。美国赫斯于1962年发表了海底扩张假说，称此假说为“地质诗”(geopoetry)。1965年威尔逊(J. T. Wilson)根据海底存在大断裂带，提出了转换断层的概念，这对海底扩张说的发展具有很大的促进作用。断裂带的分布格局和从前的地震

资料相互映证。赛克斯(Sykes,1966)对地震作了详细研究后，也证实转换断层概念的正确。1966—1967年，海底扩张说已受到全世界的广泛瞩目，美国地球物理学联合会等学术团体在1967年召开的三次学术性会议上，推出了上百篇有关海底扩张的论文。1967—1968年美国的摩根(W. J. Morgan)、勒皮雄(X. Lepichon)和英国的麦肯齐(D. P. Mackenzie)、帕克(R. L. Parkar)相继发表论文，将海底扩张学说发展为板块构造学说。

自1936年戴利提出海底峡谷的浊流成因说以来，奎年(P. H. Kuenen)对浊流进行了一系列的工作，并根据水槽试验的结果于1950年提出了具粒序层理的浊流沉积理论。1947年尤里提出碳酸钙化石中氧同素的温度效应可用作古温度计以来，埃米利安尼(C. Emiliani)等人曾在这方面作了大量工作，他对浮游有孔虫氧同位素组分的研究(1955)使冰期的概念发生了革命性变化。现在，钙质沉积的氧同位素研究已成为古海洋学的重要基础。

3. 近代期

深海钻探、深潜和井底及卫星地球物理测量标志着海洋地质学进入近代阶段。

虽然于1961年执行“莫霍钻探计划”时曾在东太平洋钻入玄武岩层，但大规模地执行深海钻探计划是1968年开始的，所使用的船只为《格·挑战者》号。1970年公布的深海钻探计划执行结果，有力地支持了海底扩张和大陆漂移说，使长期的推断变成为确认的事实。1975年10月至1983年底，进入国际大洋钻探阶段(IPOD)。1985—1994年为期十年的大洋钻探计划(ODP)改用《乔·决心》号钻探船。1968到1989年共钻探113航次。每航次都提交初步报告一卷，到1988年底已出版报告113卷(现已见到118卷)。深海钻探取得了大量的科学成果，使海洋地质学的许多领域都发生了长足的进展。

此时期的重要成就之一是海底热液矿床的发现。早期(1948)虽然在红海发现了高温(56℃)、高盐(240‰)热卤液及含金属软泥，但更富集的多金属块状硫化物矿是1979年在东太平洋海隆区发现的。1973—1974年美、法联合进行的著名“法摩斯计划”(FAMOUS)利用潜艇对大西洋中脊轴部进行了调查，发现了热液作用的迹象。1977—1979年美、法、墨西哥三国执行的“里塔计划(RITA)”，对东太平洋海隆进行了调查，1977年在加拉帕戈斯海脊发现了热液喷口及热水性生物群落。1980年美国和墨西哥在瓜伊马斯(Guaymas)海盆发现了块状硫化物矿床。以后又在东太平洋海隆(13°N)胡安德富卡海脊、戈达海脊等50余处发现了块状硫化物。继美国在劳海盆、马里亚纳海槽发现弧后盆地型热液产物后，1986年日本在冲绳海槽水深1535 m处(27°34′N,127°09′E)发现了该海域第一个热液分布区，进一步证实弧后盆地内存在热液活动。这些重要发现对深入认识陆上热液矿床的形成和分布规律及开发海底矿床有重要意义。

60—70年代等深流和雾浊层的发现，对深刻认识深海底的侵蚀和沉积作用有重要影响。海底高浓度悬浮体(0.01—0.5 mg／L)，较高流速的雾浊层是形成等深流沉积的主要营力(Hollister和Heezen)，1972,Stow和Ovell,1979)。等深流沉积是深海扇、陆隆及部分陆坡的主要沉积物类型。等深流沉积的研究也促进了粗粒浊积物理论的发展。

海洋地球物理测量向井底测量和卫星遥测方向发展。1982年开始在深海钻孔中埋设井底地震系统，现已取得了大量科学成果，远优于海底地震仪。自1978年世界上发射第一颗“海洋卫星－1”(SEASAT－1)以来，美苏等国相继发射了多颗以观测海洋要素为目的的卫星。以重力为影象图的糙度可观测由于海洋岩石圈和地幔密度异常所引起的线

形构造，并可获得全球海底的影象图。

由于深海未扰动岩芯取样技术(HPC)的发展(XCD)，逐渐新兴了一门独立的学科——古海洋学。全球构造学说、大洋地层学、同位素测温技术、沉积学研究理论和技术的发展均推动古海洋学向更高水平前进。深海钻探报告载有大量古海洋学研究成果；迄今，国内外已发表数册古海洋学专著。

我国近代海洋地质学论文始于白月恒(1911年)发表在《地质学杂志》上的《渤海的过去和未来》，该文开创了我国学者对海洋地质研究之先声。稍后，俞肇康(1916)撰写的《渤海地域之研究》是国内最早运用地变的观点来讨论“渤海之现况与未来变化之趋势”的论文。我国近代海洋地质学研究始于海洋地质学先驱马廷英对珊瑚礁和中国陆架的研究。从30年代开始，他根据海相化石系统地论证了“大陆漂移说”，列出了古今各大陆的相对位置和漂移程序，从而解释了西太平洋岛弧、火山及各种海洋构造规律；1956年以来又提出中国东海、南海有良好的储油层，论证了这些海区的石油远景。解放后，我国的海洋地质事业蓬勃发展，取得了巨大成就。1958—1960、1960—1965及1980—1985年组织了三次全国性的海洋普查和海岸带调查，对查清我国海岸带和邻近陆架的地质和资源有重要意义。1959年以来，我国对邻近海区开展了以找油为目的的大量物探和钻探工作，发现了油气沉积盆地七个，打出了一批工业油气井，并在渤海开采了石油。中科院、国家海洋局、教委和地矿部的一些海洋地质研究机构也进行过多次局部或专题性的海洋地质调查和科研性钻探工作，编绘和出版了有关海域的系统性海洋地质图集及专著。

在作了充分准备后，于1984年首次派出了南极考察队，并在乔治王岛沿岸建立了长城站。除在航程中进行了大洋调查外，还在长城站周围进行了地质地貌考察。1983年5月－7月在中太平洋海区进行了面积约800,000 km^{2}的锰结核调查，以后又多次派遣“向阳红16号”和“海洋4”号进行了锰结核及锰结壳调查，圈出了数万平方公里的富矿区。自1980—1982年进行第一次海洋沉积作用的中美国际合作以后，又开展了中法、中美黄河口、中美黄海、中西德、中美南海、中西德和中苏热液矿床等多次国际合作研究，并取得了丰硕的成果。

自1959年山东海洋学院(现为青岛海洋大学)建立海洋地质系后，同济大学也于1976年建立了海洋地质系。中科院、国家海洋局、地质矿产部等科研、生产单位也相继成立了专门或分支性的海洋地质研究机构。这些教学、科研、生产单位在完成各项海洋地质学调查和研究任务的同时，发表了大量有关海洋地质学各分支学科的论文，出版了一系列重要的教材和专著：《海洋地质学》、《海洋沉积学》、《大洋锰结核矿物学》、《海洋自生矿物》、《海洋地球化学》、《渤海地质》、《东海地质》、《黄海晚第四纪沉积》、《东海沉积作用国际学术会议论文集》(英文)和《中国海岸及近岸现代沉积作用》(英文)等。

(朱而勤)

第二章　古地磁、大洋磁场及海洋重力

海洋地质学研究与古地磁学，地磁场和磁异常，以及与重力场和重力异常等方面的内容紧密相关。古地磁学方面主要涉及到岩石及沉积物的磁性，地磁倒转，地磁年表，虚磁极的计算及分析等。地磁场和磁异常方面主要涉及到部分地磁物理学的基本理论，地磁场的简单解析表示，地磁场的变化，简单二维模型上磁异常的异常正演分析。在此基础上，介绍了大洋线形磁异常和Vine、Matthews理论，并着重讨论了世界各主要大洋中磁异常的特征。最后并专门论述了海山磁性的计算等。海洋重力方面则主要介绍了海洋重力改正和重力异常的基本概念，并着重结合典型资料论述了大洋中海脊、海沟、群岛、海山和大陆边缘区域上自由空间异常的特征与揭示的地质内涵。

第一节　地磁物理学

一　点磁极的场及位

位于$Q(\xi,\eta,\zeta)$点的磁量为m的点磁极，在距它r处的$P(x,y,z)$点的磁场强度为：

$$\vec{H}=\frac{m}{r^3}\vec{r} \tag{2—1}$$

式中H为磁场强度，r为点磁极距考查点的距离，m为点磁极的磁量。

显然，磁场强度H在x、y、z方向上的分量Hx，Hy，Hz分别为：

$$Hx=H\cdot\cos(r,x)=\frac{m}{r^2}\cdot\frac{x-\xi}{r}$$

$$Hy=H\cdot\cos(r,y)=\frac{m}{r^2}\cdot\frac{y-\eta}{r}$$

$$Hz=H\cdot\cos(r,z)=\frac{m}{r^2}\cdot\frac{z-\zeta}{r}$$

式中$\cos(r,x)$，$\cos(r,y)$，$\cos(r,z)$为r的方向余弦。

点磁极的位U等于：

$$U=\frac{m}{r}$$

即：位于0点的磁量为m的点磁极在P点的磁位。

点磁极的场和位之间的关系为：

$$Hx=-\frac{\partial U}{\partial x},\quad Hy=-\frac{\partial U}{\partial y},\quad Hg=-\frac{\partial U}{\partial g}$$

也就是：$\vec{Hp}=-\text{gradUp}$　　(2—2)

即点磁极在P点的场强等于P点处磁位梯度的负值。

二 偶极子的场及其位

偶极子在P(x,y,z)点的磁位可以看成是正负点磁极的作用之和。(图2—1)

$$U=\frac{m}{r^{+}}-\frac{m}{r^{-}}=m\left(\frac{1}{r^{+}}-\frac{1}{r^{-}}\right)$$

式中$r^{+}=[(x-\iota)^2+y^2+z^2]^{\frac{1}{2}}$

$$r^{-}=[(x+\iota)^2+y^2+z^2]^{\frac{1}{2}}$$

如果ι比x,y,z小得多，略去ι^2项，然后合并，并展成幂级数，再略去高次项后，得到

$$U(x,y,z)=2m\iota\cdot\frac{x}{r^3}=M\cdot\frac{x}{r^3}$$

式中M是偶极子的磁距等于$2m\iota$。如果磁距和r之间的夹角为θ，偶极子的磁位可以写成：

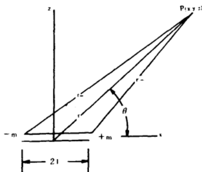


图2—1 磁偶极子示意图。Y轴指向图里

$$U(p)=M\cdot\frac{\cos\theta}{r^2} \qquad (2-3)$$

此式与坐标系无关。导出的表达式只有在ι很小这一限定情况下才是正确的。

磁位在一个方向上的负导数即该方向上的磁场强度。在x方向上的磁场强度是：

$$Hx=-\frac{\partial U}{\partial x}=\frac{M}{r^3}\left(\frac{3x^2}{r^2}-1\right) \qquad (2-4)$$

记住两个特殊位置上的磁场是有用的，一个是在x轴上，坐标为x=r,y=0,z=0：

$$Hx=\frac{2M}{r^3} \qquad (2-5)$$

另一个在z、y平面上。$x=0, r=(y^2+z^2)^{\frac{1}{2}}$：

$$Hz=-\frac{M}{r^3} \qquad (2-6)$$

三 磁性体的磁位及场

任一体积为v的磁性体都可以看作为无数偶极子所组成的磁体元所构成，即磁体元相当于一个磁偶极子；根据(2—3)式，其磁位dU可以表示为：

$$dU=\frac{dM}{r^2}\cdot\cos\theta=\frac{\vec{J}\cdot\vec{r}}{r^3}\cdot dv$$

这里dM是元磁偶极子的磁矩，$d\vec{M}=\vec{J}\cdot dv$，r是由偶极子中心到计算点的距离，$\vec{J}$是磁化强度矢量，θ是矢径$\vec{r}$和$\vec{J}$之间的夹角。

体积为V的磁性体的磁位，当均匀磁化时，即可写为：

$$U=\iiint_v\frac{\vec{J}\cdot\vec{r}}{r^3}dv=\iiint_v\vec{J}\cdot \mathrm{gard}\left(\frac{1}{r}\right)dv$$

经适当地处理和运算后，上述积分可写为：

$$U=\iint_s\vec{J}\cdot\vec{n}\frac{ds}{r}+\iiint_v-\mathrm{div}\vec{J}\frac{dv}{r} \qquad (2-7)$$

式中n表磁性体边界面S的外法线方向。该式表明，磁性体在P点的磁位，由一面积分和一体积分组成。面磁荷密度为$\sigma=\vec{J}\cdot\vec{n}=J\cdot\cos\varphi=Jn$体磁荷密度为$\rho=-\mathrm{diV_Q}\vec{J}$。

当为均匀磁化时，$\vec{J}$为常量，$\mathrm{diV_Q}\vec{J}=0$，因此有：

$$V=\iint_s\frac{Jn}{r}ds \qquad (2-8)$$

上式表示，均匀磁化体在P点的磁位，等于该磁性体外表面磁荷在该点磁位的总积。根据场与位的关系式，磁场各分量分别为：

$$Hx=-\frac{\partial U}{\partial x}=\iint_s\frac{Jn}{r^2}\cos(r\cdot x)ds$$

$$Hy=-\frac{\partial U}{\partial y}=\iint_s\frac{Jn}{r^2}\cos(r\cdot y)ds$$

$$Hz=-\frac{\partial U}{\partial z}=\iint_s\frac{Jn}{r^2}\cos(r\cdot z)ds \qquad (2-9)$$

上式中$\cos(r\cdot x)$，$\cos(r\cdot y)$，$\cos(r\cdot z)$为r的方向余弦。该式即为计算磁性体磁场分量的磁荷面积分公式。

四　岩石的磁化

(一)表示岩石磁性的参数

将原来没有磁性的物质置于磁场中，物质产生了磁性，这种现象称为磁化。也就是说，磁化的结果，物质产生了磁性。

设物体的两端的磁量为+m和－m，物体的长度为ι，则物体的磁性情况用磁矩$\vec{M}$来表征。磁矩$\vec{M}$的定义。

$$\vec{M}=m\vec{\iota}$$

磁矩不仅有大小，而且有方向。用负磁极至正磁极的方向表示它。磁矩虽然能一定程度

上表征物体的磁性，但物体的体积各不相同，所以，磁矩$\vec{M}$并不能确切地反映出物体被磁化的程度。为此，引入了磁化强度的概念。设物体的体积为V,定义单位体积的磁矩为磁化强度$\vec{J}$：

$$\vec{J}=\frac{\vec{M}}{V} \tag{2—10}$$

$\vec{J}$也是向量，与$\vec{M}$同向。

当外磁场$\vec{H}$不大时，被磁化物质的磁化强度与外磁场的大小有关，且对大多数物质来说两者成比例关系，即：

$$\vec{J}=\kappa\vec{H} \tag{2—11}$$

式中κ为比例系数，称为磁化率。它实际上反映了各种物质受磁化的难易程度。对大多数物质来说，κ是一常数。若k大于零，物质称为顺磁性物质，若κ小于零，物质称为反磁性物质。还有一类物质称为铁磁性物质，其特点是磁化强度和外磁场之间并非是呈现简单的比例关系。

当外磁场消失时，磁化强度随之消失，这种磁化强度称为感应磁化强度$\vec{J_i}$。有些物质，如铁，磁铁矿等，磁场消失后，磁化强度并不完全消失，而保留下一部分，这部分磁化强度称为剩余磁化强度$\vec{J_r}$。

对于岩石而言，天然岩石具有的剩余磁化强度，称为天然剩余磁化强度$\vec{J_n}$。而岩石又处在现今地磁场T中，又产生了一个感应的磁化强度Ji。岩石的总磁化强度$\vec{J_i}$和$\vec{J_n}$的矢量和：

$$\vec{J}=\vec{J_n}+\vec{J_i}=\vec{J_n}+k\vec{T} \tag{2—12}$$

岩石的剩余磁化强度$\vec{J_n}$与感应磁化强度Ji的比值记作Q,即：

$$Q=\frac{J_n}{J_i}=\frac{J_n}{\kappa T}$$

Q表示剩余磁化强度Jn在岩石磁性中所占的比例。

（二）*岩石的剩余磁性*

天然岩石具有的剩余磁性，称为天然剩余磁性(NRM)。岩石由形成到现在，可能经过各种地质作用，物理化学变化过程，这些都会影响其剩余磁性。天然剩磁可起源于以下几种剩磁：

1.热剩余磁性(TRM)

在地磁场中，岩石由炽热的岩浆通过它的居里点冷却到正常地表温度所获得的磁性，称为热剩余磁性。热剩余磁性不仅很强，而且特别稳定。火成岩的剩余磁性主要是属于热剩磁，比较稳定。

2. 沉积(或碎屑)剩余磁性(DRM)

在形成沉积岩的缓慢沉积过程中，微细的磁性岩石颗粒按当时地磁场的方向呈定向排列，这种颗粒的排列经沉积、压实，脱水后，常期保存于沉积岩中，这样显示出的磁性，称为沉积(或碎屑)剩余磁性。这类剩余磁性一般也比较稳定。

3. 化学剩余磁性(CRM)磁性

在居里点以下的某一温度条件下，因化学作用结果，使得磁性颗粒直径增大，或由原来的矿物变为新的矿物，在此过程中，受当时地磁场作用获得的剩余磁性称为化学剩余磁性。沉积岩和变质岩剩余磁性的形成常与这种过程有关。它是一种比较稳定的剩磁。

4. 等温剩余(IRM)

在温度为常温时，因外磁场的作用而获得的剩余磁性，叫等温剩余磁性。这种剩余磁性是不稳定的，它的大小和方向随着施加外磁场的大小和方向而发生变化。

5. 粘滞剩余磁性(VRM)

由于常期受某一外磁场作用，且随着时间的延续，愈来愈多的磁畴按所作用磁场的方向排列，使其剩余磁性增强，并固定下来。这种与时间有关的剩余磁性，叫作粘滞剩余磁性。这种剩余磁性随获得的时间愈多而愈稳定。因此，岩石在地质漫长时期中获得的粘滞剩磁是十分稳定的。

第二节　地磁场

一　地磁场的简单解析表示

作为一级近似，地磁场可以利用位于地球中心指向地理南极的一个磁偶极子产生的场来描述，这称之为地心偶极子场，或均匀磁化球体的场。根据(2—3)式，球心偶极子在球面上任一点P的磁位为：

$$U_p=\frac{M}{r^2}\cos\theta$$

从图可见：$\theta=90°+\varphi$。角φ为P点的磁纬度(在目前的假设条件下，φ也就是地理纬度)。再将向径r代以地球半径R，从而有：

$$U=-\frac{M}{R^2}\sin\varphi \qquad (2-13)$$

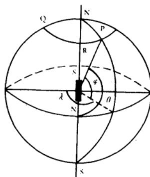


图2—2　地球表面P点位置坐标示意图

设T为球心磁偶极子在P点的磁场的总强度，根据磁场和磁位关系，在地面上以P点为原点建立的直角坐标系中(x轴向北，y轴向东，z轴向下)，T沿坐标轴的三个分量：

$$x=-\frac{\partial U}{\partial x},\quad y=-\frac{\partial U}{\partial y},\quad z=-\frac{\partial U}{\partial z} \qquad (2-14)$$

X、Y、Z分别是T的北向分量，东向分量和垂直分量。由图2—2可见，弧NP是过P点的地

理北极N的大圆弧，即过P点的地理子午线的一段弧长。故T在弧NP切线方向的分量即为：北向分量X，弧QP为过P点的纬度圈，故T在弧QP切线方向上的分量，即东向分量；T在经向r上的分量即为垂直强度Z，但Z与r的方向相反即Z增加的方向为r减小的方向。因此直角坐标系的坐标变量与球坐标系的坐标变量有以下关系：

$$dx - rd\varphi; dy = r\cos\varphi d\lambda; dz = -dr \tag{2-15}$$

其中λ为P点的经度。由于假设磁轴与地轴重合，磁偶极子在P点产生的磁位与经度无关，仅决定于纬度，将式(2－15)代入式(2－14)，则对球面上任一点P有y＝0，其他分量为：

$$Z = H = -\frac{1}{r}\cdot\frac{\partial U}{\partial \varphi} = \frac{M}{R^3}\cos\varphi$$

$$Z = \frac{\partial U}{\partial r} = \frac{2M}{R^3}\sin\varphi \tag{2-16}$$

P点的总磁场强度为：

$$T = \sqrt{Z^2 + H^2} = \frac{M}{R^3}(1 + 3\sin^2\varphi)^{\frac{1}{2}} \tag{2-17}$$

P点的磁倾角可以表示为：

$$\mathrm{tg}I = \frac{Z}{H} = 2\mathrm{tg}\varphi \tag{2-18}$$

以上(2－16)，(2－17)，(2－18)三式是有实际应用意义的重要公式。通观这三式可见：一个均匀磁化球体表面上任一点的地磁要素大小都和这一点的磁纬度有密切关系。对以下特殊地区，地磁要素值如下：

在两极处，$\varphi = \pm 90°$； $Z = \frac{2M}{R^3} = T$； $H = 0$， $I = \pm 90°$。

在赤道处，$\varphi = 0$， $Z = 0$， $H = \frac{M}{R^3} = T$， $I = 0$。

由以上近似公式计算的结果与实际观测值相比较，大体上是相符合的。例如在两极处的磁场强度大约比在赤道区域的磁场强度多一倍(在两极处Z＝6.5万纳特，在赤道处H＝3.5万纳特)。因此，作为其一级近似，用均匀磁化球体的磁场(即地心偶极子的磁场)表示地磁场是正确的。

二　地磁场的变化

(一)地磁场的短期变化

地磁场的短期变化基本上可分为两种类型。一类变化是连续出现的，比较有规律并有确定周期的变化；另一类变化则是偶然发生的，短暂而复杂的变化。这两种类型的变化主要来源于地球外部的不同原因。前者称为平静变化，后者称为扰动变化。

(二)地磁场的长期变化

地磁场的强度和方向随时间的缓慢变化称为地磁场的长期变化。和短期变化不同，长期变化起源于地球内部，变化周期以年量度，经过一个长时间，总的效应就很可观。图4－3所示为近百年来伦敦观测台观测的磁偏角和磁倾角变化的曲线。

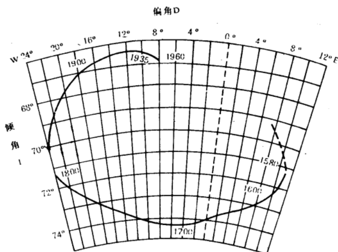


图2—3　伦敦的磁偏角和磁倾角长期变化图

地磁要素的年平均值在很多年中所起的变化反映地磁场的长期变化。为了描述常期变化在全球分布的情况，将某地磁要素的相同年变率的点联接起来，成为等变线图。等变线有若干中心，那里的地磁场变化特别迅速。等变线的中心不是固定不变的，而是有系统的逐渐向西移动。这种现象称为西向漂移。地磁要素的年平均值都有显著的年度化。这种变化在相当长的时期内为单向增减。

长期变化不仅限于磁偏角、磁倾角和强度，通过观测地磁要素和计算地球中心偶极子的磁矩还可以发现，不同年代计算出的地球磁矩值逐年有轻微的变化。计算结果表明，从1835年到1965年的130年间，地球磁矩以每年0.06%的速率递减。如果按这种速率递减，在2000年后地球磁矩将为很小。这种现象如果确实存在的话可能是预示地磁极倒转的征兆。古地磁学研究发现，在地质历史年代中，地球磁极确已多次发生倒转现象，并且发现古地磁场强度在地球磁极倒转前发生递减到零而反向的过渡阶段。

三　地磁场倒转

(一) 地磁场倒转在岩石磁性上的反映

既然在过往的地质历史时期中，地磁场多次发生过倒转现象　，那么就应在各时代形成的岩石磁性上有所反映。实际上，情况也确实如此。自从第一块反向磁化(与现代地磁场方向相反)岩石本世纪初由Brunhes发现后，陆续在世界各地发现了反向磁化岩石。三十年代，Matuyama发现日本第三纪以后的岩石约一半是正向磁化的，而另一半是反向磁化。反向磁化最令人信服的解释是，在这些岩石磁化时，地磁场反向，其方向正好与现代相反，即现在的北磁极是当时的南磁极。从一些火山岩序列的磁化方向反复交替

判断，说明地磁场曾多次倒转。当然岩石反向磁化也可由岩石或矿物机制的自反向磁化而引起。但是，研究表明，这种岩石自反向磁化大都是孤立的罕见现象。统计结果表明，自然界中只有1%反向磁化属于岩石的自反向。

岩石的反向磁化是地磁场倒转引起的，还可由以下广为存在的事实所支持。

1. 在很多与火成岩接触且被火成岩烘烤的接触带岩石中，其磁化方向与火成岩的磁化方向一致，但与围岩的磁化方向可完全不同。这种现象的合理解释是：围岩形成时，其磁化方向与相应时期地磁场的方向相一致；其后，地磁场的方向发生了变化或倒转，此时，火成岩侵入，使火成岩附近的岩石受炽热岩浆的烘烤，温度上升到居里点以上，所以它失去原有的磁性；其后，接触带上的岩石与火成岩同时冷却，并同时获得了与冷却地磁场同向的新的剩磁。

2. 同一时代的熔岩，海洋沉积物，在世界范围内具有同一极性。这也说明了世界范围的地磁场倒转现象的存在。

3. 在连续的岩石序列中，反应地磁场倒转实际过程的极性过渡带，已在若干地方发现。一些过渡带上岩石磁性变化的研究，进一步揭示了地磁场倒转的细微特征。

（二）极性漂移(Excursions)

尽管地磁场并非在倒转，它也经受着幅度为十几度的方向上的摆动，摆动周期为10^2到10^4a。相对于反映地磁倒转的方向上的180°的变化而言，十几度的方向变化一般说来是太小，以至于被区分不出来。然而，一些情况下，地磁场也显示出在经受着一种所谓的漂移现象，其特点是方向上有较大的变化，这种变化可以趋近180度。漂移被认为是有着大约ka的期间，这样漂移就提供了地层精细标志的可能性。不过，难于对漂移进行全球追踪。其原因是：漂移太短，以至于在很多断面中缺失；某些漂移可能只是区域性的，而不是全球性的磁现象；反常的古地磁方向有时并不是由於漂移引起，而是由于所研究岩石的形变所引起。

倒转和漂移区分的标准如下：第一，漂移时，场的方向几乎变化180度；第二，场在倒转方向上保持一个可量度的时间长度(倒转)，场的方向只是简单的通过倒转方向，即是漂移；第三，是否倒转情况在世界不同地点被记录到。和这些标准相一致的最短的极性间隔(Polarity interval)，即相继两个极性倒转间所流逝的时间间隔，一定是某种程度上大于0.01 Ma，这一时间约二倍于极性过渡带的时间。在Brunhes正向期中，大约在时间0.05，0.1，0.18，0.28，0.47 Ma时的磁场变化究竟是倒转还是漂移也还未有定论。

（三）极性年表

地磁场倒转是世界范围的现象，所以海底岩石和沉积物同陆上岩石和沉积物一样都记录了过去地质时期中地磁场的方向。而同一时代的岩石和海洋沉积物应有同一极性。准确测定岩石和沉积物的绝对年龄能得知地磁场正反向的时间序列，这称为极性年表。

1. 最近4.5 Ma的极性年表

根据对近代火山岩进行的钾氩法岩石绝对年代测定，Cox编制了直到4.5 Ma的极性年表。其极性转向的大致情况是(图2－4)0－0.7 Ma是正向的，定名为布容(Brunhes)正向期；0.7～2.5 Ma是反向的，称松山(Matuyama)反向期；2.5～3.3 Ma又是正向的，

叫高斯(Gauss)正向期；再向前到4.5 Ma，又是反向的吉尔伯特(Gilbert)期。这些期(Epoch)以地磁学界前人的姓氏命名，其长度约百万年(Ma)数量级。此后，通过更精确的观测，发现在这些“期”内还存在着更短的转向现象，把它称为“事件”(event)，并以发现的地名来命名。

在Cox的4.5 Ma的极性年表中，有过25次倒转，每一次极性的持续时间从0.01至0.7 Ma不等，平均持续时间为0.18 Ma。

地磁极性年表的长度，受岩石绝对年龄测定精度的限制，常用的钾氩法精度约为5%，对于5 Ma的时间，误差达0.25 Ma，比一个事件的时间还长，所以要延长这种表，必须借助其他方法。分析海洋沉积物可将极性年表延长到9 Ma左右；依据海底扩张理论和海洋线形磁异常的方法可将极性年表扩展到约83 Ma。

2. 极性年表划分中的另一种术语

根据国际地质科学联合会和国际地磁学和高空大气物理学协会1979年的推荐，以下术语建议被采用：极性时(polarity Chrons)，极性亚时(polarity Subchrons)。极性时即相应于前已提到过的极性期(polarity epoch)；极性亚时即相应于极性事件(Polarity event)。例如将松山反向极性期称之为松山反向极性时；将松山反向极性期中的贾拉米洛(Jaramillo)事件称之为贾拉米洛极性亚时。

这种被推荐的术语体系的优点是能使年代上的时间概念与年代上的地层概念对应起来，类似地质学中反映时间概念代、纪、世、期与反映地层概念的界、系、统、阶相对应一样。

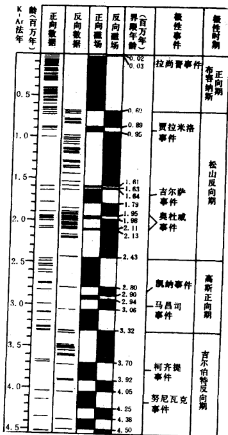


图2—4 4.5百万年地磁极性年表

与极性时和极性亚时相对应的期间内形成的磁性或非磁性地层分别称之为极性时(间)带(polarity Chronozone)和极性亚时带(polarity Subchronozone)。如果是专指磁性岩石地层的话其术语为极性带(polarity zone)，极性亚带(polarity Sabzone)。在以下所论及的地磁年表中也将采用这一命名体系。

3. 海洋磁异常：5～83 Ma

海洋磁异常已经提供了自中侏罗至现今有关地磁场倒转的最丰富的信息。或者可以说海底像一盘磁带一样纪录了上述期间内地磁场的倒转情况。海洋磁记录的可靠性很高，这主要是因为海洋中地质过程的明显连续性。记录在海洋底上的正向和反向极性间隔导致了磁异常的产生，这些磁异常在剖面上显示出正峰和负谷的形状。当然海洋磁异常中也会包含有其他原因引起的小磁异常，如海山和其他地质上的不规则性等，但是，海洋磁场剖面上所显示出的地磁极性历史较之其他任何类型的地质记录都更清楚。

4. 海洋磁异常中极性年代的定名和编号

为了鉴别极性年代，两种命名体系被广泛的采用了。第一种是名字命名体系(Bruhnes, Matuyama…)这种命名体系用在以放射性测年的地磁年表部分。对于从上新世到现在的全球地层对比，这种命名体系被应用了几十年了。作为非正式单位，他们的继续应用也为国际地质科学联合会和国际地磁学和高空大气物理学协会所推荐。

第二种体系是一种数字编号体系。当地球物理学家给大洋盆地中磁异常剖面上最明显的32个正峰值以编号时，这种体系就开始出现了。在新地壳正在生成的大洋中脊处，编号为1。于是，这些编号就与正异常模型计算所用的正向磁化棱柱体相联系了。实际上，过去一致是指异常峰值的这些编号早已变成了异常极性带的非正式名字了。

这32个编号异常的原始系列只是对已知极性年代的一部分提供了数标，

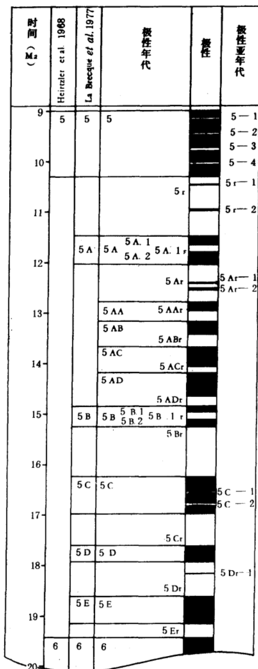


图2—5 根据海洋磁异异常得出的极性期的数字编号体系

编号体系所复盖的时间的三分之二处于编号极性年代之外。随着海洋磁异常序列作为一种全球地层对比的标准而日益增长的应用，一些学者发现在原始编号的系列上附加一些字母、小数点等是很有用的。考虑到和先前所用术语的一致，以及将来极性亚年代的发现过程中所导致的变化，以下介绍一种加以延伸了的编号体系。这种延伸早先编号体系的途径类似於图书馆中对一些新书编目中所用的方法。具体细节为：原先未标号的反向极性年代都给予了编号，其编号和相邻接的最年轻的正极性年代编号相同，但其后附加一字r(图2－5)；未编号的极性年代在其相邻接的最年轻的编了号的极性年代后附加字母的方法予以编号，也就是5A和5B跟在5之后，5AA和5AB跟在5A之后；已编号的极性年代的细分是通过附加小数点号码的办法，如5A的细分为5A・1,5A・1r,5A・2等；最后，极性亚年代的编号方法是：其编号为所在的极性年代中的号码，并附有“－1”，“－2”等(见图2－5)

5.海洋磁异常：83～160 Ma。

从早白垩纪到晚白垩纪(118 Ma－84 Ma)所形成的大洋海底称之为白垩系磁场平静带。其原因是，在这个年代的大洋海底之上缺失全球性能够追踪的磁异常。一般可接受的解释是。在这段时间地磁场的极性是正向的，只可能有短暂的少数极性倒转。这些少数的倒转极性间隔的长度大概小于0.03 Ma,其年代也并不很确定。

从中侏罗到晚侏罗(160～119 Ma)这段时间是地磁场的快速倒转时间。

第三节　粗略估计海洋磁异常的简单二维模型上的磁场

一　向下无限延伸的垂直接触带上的磁场

由船测得的地磁异常是由地壳内部磁化了的火成岩所引起的。这种磁性的较大部分是在地磁场存在下，当岩石按其磁性矿物组分从居里温度600℃左右或更低一些冷却时获得的。在居里点以上岩石实际上是无磁性的。根据温度随深度而增加的事实，海洋中磁异常不可能是由深度大于30km的岩石所产生的。根据现在的其他方面的研究，很可能磁性层很薄。现有证据表明，玄武岩是人们唯一需要作为异常源而加以考虑的岩石类型，而且岩石或在现今地磁场方向上受到磁化，或在相反方向上受到磁化，这取决于岩石从居里点冷却受到磁化时地磁场是正常还是倒转。各大洋中平行于扩张脊的磁异常相同层序，无可置疑地证实地磁场的极性在不规则的时间内倒转180°。由极性不同厚度恒定的长条带所产生的磁异常强度的计算是很简单的，因为各条带的效应只要加起来就行。另一种简化是：如果人们在中纬度地区选择一条南北向的洋中脊的话，就可以得到另一种简化法，因为在这种情况下岩石只有垂直磁化强度，在船上测得的总磁异常的剖面型态也完全类似于垂直磁异常的剖面型态。

图2－6中设h为大洋深度，通过原点的南北垂直接触两侧岩体的磁化强度分别为I_1和I_2。它们的磁化强度之差是I,由于异常只由这一差值所引起，故可将这一差值选在右半空间内。实际上磁化物体都有一个底面，但是如果它的深度比水深h大得多的话，它的影响可以忽略。船的坐标为(0,y,0)。y坐标向东，x坐标指向图内(向北)。在右边的

四分之一方位空间里在α和β处表面单元为dαdβ。这一表面上分布有南极的面磁荷密度。船上测得的垂直强度是：

$$\Delta Z=\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\frac{I d\alpha d\beta}{r^2}\cos\theta$$

既然$\cos\theta = h/r$，因此

$$\Delta Z=\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} I\cdot\frac{h}{r^3}d\alpha d\beta$$

式中$r=[(2-x)^2+(\beta-y)^2+h^2]^{\frac{1}{2}}$。先对α积分，最后其积分结果为

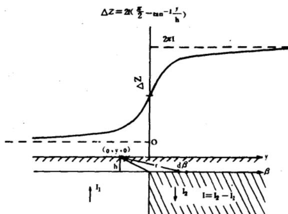


图2—6　如图所示的情况下，垂直接触界面上，垂直磁场强度图

$$\Delta Z=2I\int_{-\infty}^{\infty}\frac{h d\beta}{(\beta-y)^2+y^2}=2I\tan^{-1}\frac{\beta-y}{h}\Bigg|_{-\infty}^{\infty}$$

$$=2I\left[\frac{\pi}{2}+\mathrm{Tan}^{-1}\frac{y}{h}\right] \quad (2-19)$$

当$y\to-\infty$　　$\tan^{-1}\frac{y}{h}\to-\frac{\pi}{2}$，则$\Delta Z\to 0$

当$y\to+\infty$　　$\tan^{-1}\frac{y}{h}\to+\frac{\pi}{2}$，则$\Delta Z\to 2\pi I$

这就是对于给定的磁化强度的最大异常值。

二　向下有限延伸的水平层上的磁场

实际上底面不能忽略不计。考虑到这一点，人们简单地减去前面对一个较深的深度h′所计算的结果，于是就得到一个半无限水平层或者断层的垂直磁场强度：

$$\Delta Z=2I(\tan^{-1}\frac{y}{h}-\tan^{-1}\frac{y}{h'})$$

括弧内这两项是图2—7中所示的水平层上下面对磁力仪所张的弧度角。

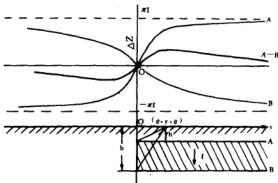


图2—7　从图2—6中的曲线减去其水平面在较大深度h′上的影响值后，就可得到垂直磁化的半无限水平层或断层的垂直磁场强度

三 向下及水平有限延伸的二度水平层上的磁场

如果在y方向上延伸有限而得到图2－8中宽度为2b的水平层的话，则合并以y－b和y＋b代替y的各个解，即可得到该水平层上的磁场曲线(图2－8)。按几何意义，ΔZ再次与物体上顶和下底所对着的角度差成正比。

如果磁性体在x方向也是有限的话，则磁性体给出的垂直磁异常强度与上顶面和下底面所对着的立体角(不是平面角)之差成正比。

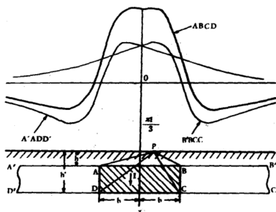


图2－8 通过相加图2－7中由相距为2b所分开的两个负磁化的断层的结果，所得到的具有矩形横截面ABCD的无限水平层之垂直磁场强度。注意当物体加宽时其中心上方的异常幅度趋于零。

有两点还需说明一下。首先，以上这种分析磁性体垂直磁异常的方法是假设磁性体南北走向，也就是剖面的方向是东西方向。倘若磁性的走向不是南北向，则剖面上的磁异常型态就复杂的多。不过大洋中磁性体近似南北走向的情况还是常见的(如太平洋、大西洋中大量的近似东西向的扩张)，所以这种分析也还经常是有用的。另外一点，我们以上讨论的是垂直磁异常，但海洋中总是研究总磁异常ΔT.由于垂直磁异常ΔZ,水平磁异常ΔH,地磁倾角I,测线磁方位角A′和总磁异常ΔT存在如下关系：

$$\Delta T=\Delta H\cos I\cos A'+\Delta Z\sin I$$

所以当磁性体南北走向时，ΔT＝ΔZ・sinZ.也就是说磁性体南北走向时，总磁异常ΔT和垂直磁异常ΔZ在型态上完全一致，以上的分析方法完全可以用于总磁异常ΔT的分析。

第四节 Vine 和 Matthews 理论

一 Mason和Raff的资料(1961)

1961年，斯克里普斯海洋研究所和海岸与大地测量局的Raff和Mason在北美西海岸外，进行了详细的磁测。这次测量表示了在广阔的大洋区域上获取详细磁场图的首次尝试。磁测结果在一些方面显得特别有意义，比方说，磁测结果揭示了在地形上毫无显示或显示很小的一些主要构造趋势；提供了大于以往任何一些在大陆上曾经被观测到的，沿东北太平洋中一些断层所发生的令人信服的水平位移的证据。图2－9就是Raff和

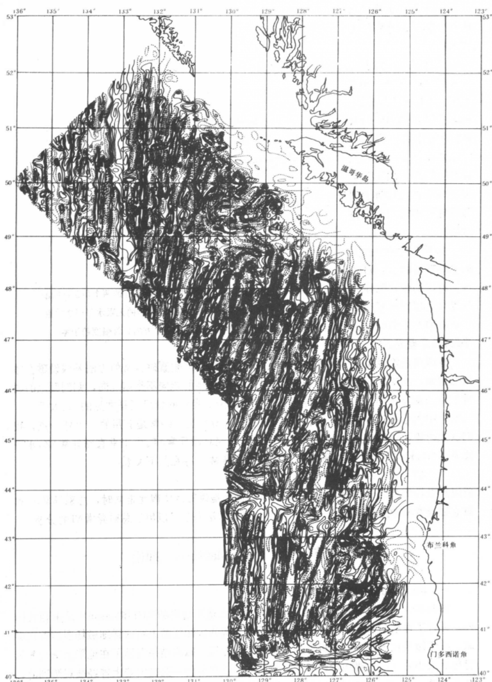


图 2－9 北美西海岸外部分海域的总磁场强度异常图。等值线间距为 40nT

Mason1961年的磁测资料的北半部分。至今仍有人将这些资料称为先驱者资料。

二　Vine 和 Matthews理论

Vine 和 Matthews(1963)以及Morley和Larochelle(1964)各自独立地提出了被Mason和Raff在东北太平洋所发现的线性磁异常条带是由海底扩张而产生的。图2—10给出了Vine和Matthews理论的梗概。它表明垂直于胡安德富卡(Juan de Fuca)海脊的一个磁测剖面。玄武岩在海底扩张中脊峰顶处隆起，对称地向两边移动，并在地磁场中冷却，同时在和地地磁场相同方向上获得剩磁。当地磁场倒转方向时，就记录下反向磁化的玄武岩带。如果扩张是均匀的，那么地磁场的倒转就与磁带录音机的磁带类似的方式记录在洋底上。大洋中脊轴部附近所观测的磁异常之对称性支持了图2—10简单对称扩张的真实性，并且还发现同一理想化的交替磁化条带模式所产生的计算异常类似于在世界不同区域所观测到的磁异常。磁异常的形状取决于纬度和峰脊的方向，但是洋底磁性倒转的型态相对于时间来说是到处一样的。

胡安德富卡海脊　46°N：130°W

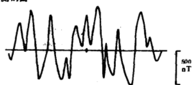
A.海脊模型



B.异常图



C.实测剖面



D.模拟

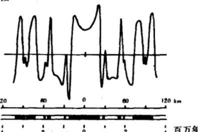


图2—10　A.文中所讨论的地壳模型示意图，用于胡安·德·富卡海脊。层2中的阴影部分为正常磁化，非阴影部分反向磁化。
B.胡安·德·富卡海脊上总磁异常简图的一部分。黑色区为正异常；白色区域为负异常。
C.沿B中所示剖面上的总磁异常剖面。
D.根据文中所讨论的假设模型及倒转年表而计算出的一个剖面。地磁场强度和磁倾角分别为54000nT和66°；剖面的磁方位为87°。

海底扩张理论与许多海洋物理学的观测事实相符合。第一，在洋底有许多巨大的海底山脉，称为洋脊、海岭。这些洋脊、海岭高出洋底数千公尺，其宽度也很大。洋脊的中心带则是崎岖不平的切割地形。洋脊的顶峰一般有宽度不大的裂谷，看起来像洋中脊正在裂开。这种大洋中脊在世界各大洋中均有，在大西洋中有中大西洋海脊（Mid—Atlantic　Ridge)，在太平洋中有

胡安德富卡海脊，以及印度洋中脊体系，北冰洋中的南森海脊等。第二，地震多发区大都沿着这些洋脊的顶部发生。显然，这些洋脊下面有某种活动进行着。第三，洋底热流测定表明，洋中脊顶部海底的热流值很高，在垂直于洋中脊的方向上，热流值随离洋中脊距离的增加而减小，但是海底的年代都变老。海洋的年代虽老，但洋底的年代和大陆相比却年轻的多。现在还未在海底发现比中生代更老的岩石。

在Vine和Matthews理论的基础上，其后许多人都进行过模型计算并得到了极为令人满意的结果。如果给定地区，假定洋底扩张速度在以Ma计的的时期内是固定不变的，则洋脊两侧正反向磁化岩石的宽度与极性年表上的时间间隙成正比。再给这些岩石以合理的磁化强度数据，就可算出横穿洋脊的地磁异常的理论剖面，并可与实例剖面对比。图2－10中的B，为胡安德富卡海脊上所记录的磁异常总图的一部分，黑色区域为正异常，白色区域为负异常。C是B中所示剖面上的总磁场之磁异常剖面。D是根据如下的一些假设条件及倒转时间年表而计算出的一个理论模型的磁场剖面。地磁场强度和磁倾角为54000 nT，和＋66°；剖面的磁方位为0.87°；扩张速度为2.9 cm／a；磁性岩石的埋藏深度在海平面下3.3 km至5 km，相当于海洋地壳的第二层－玄武岩。计算结果和观测结果是非常吻合的。在其他世界大洋的中脊处也有类似的结果，相距极远的世界各洋脊的这种一致性，既证实了Vine和Matthews的结论，而且给海底扩张以定量支持。根据地磁倒转年表，由理论剖面和实测剖面的一致性，可以求出各洋脊在相应年代内的扩张速度。

三　大洋沉积物中的地磁倒转年代

相对于大洋沉积柱样轴的磁倾角可以用一般古地磁方法来测出。在构成海洋沉积物的细粒中，有些1～10μ粒径的来自含有磁性矿物（主要是含肽磁铁矿）的岩石的风化作用。尽管由于压实作用和海底钻蚀动物对表层数厘米沉积物的充分搅动，古代地磁场的方向还是如实地记录在海洋沉积物柱样中。海底沉积物是连续的，所以可以获得连续的极性变化序列。远离大陆的海洋沉积速率大约是1～10 mm／ka，所以一般说来布容－松山边界（约在0.7 Ma前）约在0.7～7 m深处，而高斯－吉尔伯特边界（约在3.3Ma）约在3.3～33 m深处。

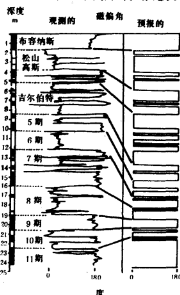


图2－11　"康拉德"12－65柱样作局部消磁后，以岩心劈开面作为深度函数的磁倾角变化，与Vine(1968)的海底扩张时间年表所预示的倒转顺序相比较。左边的黑（正常），白（倒转）柱状图示出根据本次研究所提出的地磁时间年表的延伸。

当沉积速率象图2－11所示的那样缓慢时，图2－4中所示的倒转年代在柱样的磁性倒转中都能显示出来。而且，在图2－11中，倒转年代可以追溯至9 Ma，即在吉尔伯特反向期（第4期）前还能确定第5至第11期。柱状样品已穿过钙质、

矽质沉积，达到中新世的中上部，时间约9 Ma。岩心中磁场极性期的长度稍与K－Ar法时间年表的长度有所不同，它反映着沉积速率的不同。尽管如此，对于大陆熔岩所确定的磁场倒转年代模式在大洋沉积物记录中仍是明显的。

如果极性事件的持续时间小于10^4年，只有在沉积速率很快的地方才能发现。在这种情况下，就可以揭示出在许多不连续的大陆熔岩流中可能被遗漏掉的短暂的极性事件，譬如已发现的短至4 ka年的一些事件。图2－12是北太平洋两个海洋沉积柱样的磁倾角变化图。取样点的现代磁倾角57°，所以用磁倾角的变化区分极性的变化。在a剖面布容－松山边界在525 cm，675－710 cm为贾拉米洛正向事件，在1210 cm处，开始了奥杜威正向事件。在b剖面上，布客－松山边界在800 cm处，1000～1080 cm处，为贾拉米洛正向事件。快速沉积也显示出地磁场符号的改变仅在图2－3中所示的几千年间。它并不是缓慢地按环形方式进行，而是强度减小到近似零，然后在相反方向上增加。古代场强的测定系由样品的天然剩磁(NRM)与在实验室实验中根据一个已知场强的弱磁场所获得的热剩磁(TRM)的对比而得出。

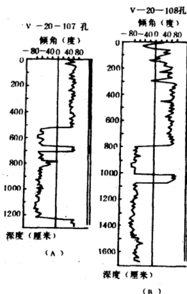


图2－12 北太平洋中两个深海沉积物的磁倾角变化

当取样点在赤道地区附近，磁倾角I＝0，所以此时只能用偏角的变化区分极性的变化。不管偏角还是倾角，世界主要大洋中海底沉积物的极性显示，尽管它们彼此相距很远，但是极性变化过程大致相同，这充分说明极性倒转是世界范围的现象。另外，根据海洋沉积物的极性

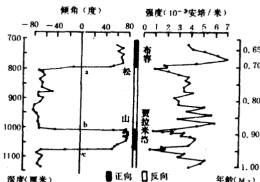


图2－13 北太平洋中V－20－108孔深海沉积物磁倾角和磁化强度的变化。

变化与标准的极性年表的对比，可确定海洋沉积的速率和各极性事件的持续时间。

四 根据线形异常外推倒转年代

假定海底扩张速度为每年4 cm，3.5 Ma的极性年表只能确定洋脊附近一百多公里的海底年龄。但在南、北太平洋、印度洋、大西洋，离海脊1000～2000 km的地方，还存在着与洋脊平行、对称的磁异常。这些大洋虽然相距很远，但是磁异常正负相间的形态都很相似。这意味着这些区域有相同的极性变化序列。如果能确定这些极性变化的时间，就可以把海底的年代外推到离大洋脊几千公里的地方。见图4－6，该图给出了南大西洋、北太平洋和南太平洋的三个磁力剖面。每个剖面的上部曲线是实测的磁力曲线，根据实测曲线推断的正反方向磁化岩石的分布如黑白条带所示。最下一条曲线是按黑白条带计算的理论剖面。实测曲线和理论曲线的一致性证明关于磁性岩石分布的推断是正确的。仔细研究这些磁力剖面，可以看到异常正负相间的形态在南、北太平洋和南大西洋上很相似。将南、北太平洋和南大西洋相应的异常用黑线联接起来，并编号，各条黑线代表一个绝对年龄。从连接不同剖面上相同异常的粗黑线来看，显然扩张速率发生过变化。

通过对各大洋中扩张速率的对比，人们可以指出扩张速率发生变化的地方。图2－14中把南印度洋、北太平洋和南太平洋中到某一磁异常的距离与南大西洋中到相同异常的距离进行了对比。如果南大西洋中扩张速度曾发生过变化，那么这三条直线应显示出连贯地偏离直线的性质。这一点从图中看不出有任何显示。或者说，由图上可以使我们看出的倒是南大西洋的扩张速度比较稳定。但是，对南太平洋或北太平洋情况却不尽然。北太平洋的扩张作用在磁异常6(距今21 Ma)之后，好象以3／2的比率缓慢下来，从4.4 cm／a减慢至2.9 cm／a。其他两条曲线在纵坐标上没有明显的扭曲，所以我们能够推测在这个时期仅在北太平洋扩张速度发生过变化。同样也可以看出，在南太平洋大约在异常24的时代(距今60 Ma)，扩张速度增加了。

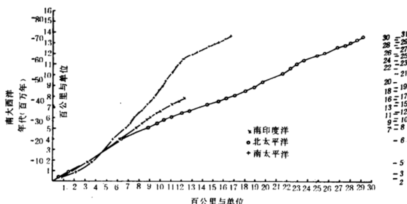


图2－14 南大西洋中某一个已知磁异常的距离与南印度洋北太平洋、南太平洋中同一磁异常的距离之比较。右边的号码是指磁异常编号

将某一大洋中，不同剖面上的相应异常连接起来后，这条连线就代表一个绝对年龄，并称为等时线。根据地磁年表和剖面上异常的对比，可以确定出各主要异常的编号，这就是可以确定出各主要异常的绝对年龄，从而定出了各等时线所代表的绝对年龄。这样可得出各海洋的海底年龄。显然，海底等时线与洋脊平行，洋脊是零等时线，离洋脊愈远，等时线年龄愈老，由于洋脊被许多转换断层错断，所以在转换断层两边，等时线不连续。

洋底等时线是研究大陆漂移的重要依据。根据地幔对流和海底扩张理论，大陆受地幔对流的传送，向某一方向运移。而洋底受到从洋中脊开始的海底扩张作用而漂移出去。当前进的对流体碰到从对面来的另一对流体时，前进运动受到阻碍，洋底可能受到下降对流的向下拖曳返回地幔，所以离大陆最近的最老的等时线应当是大陆分裂的最晚时间。

第五节　大洋中的线形磁异常

一　线形磁异常的鉴别

大洋中的线形磁异常，利用前边所讨论的地磁倒转代年学，可以确定出广阔的大洋洋底的年代。通常在作磁异常分析时，往往要作海底磁化条带岩体的模型计算。模型系根据倒转年表和均匀扩张速率而建立起来，由在垂直于扩张的方向上以无限长度的正向与反向的磁化矩形条带所组成。对计算出的模型磁异常，通过调节扩张速率和磁化强度数值使之与实测剖面相吻合。

模型计算时，模型的纬度和相对于北的方位都影响着计算异常的形状和大小。另外，测船航迹很难笔直且又垂直于磁异常的走向，由于这些原因，将实测剖面相互直接对比，或者直接与模型异常对比通常都是不合适的。为了确定扩张方向至少需要两条磁测剖面，且要与异常的走向构成一个大的角度。标出两条剖面上同一异常的位置，并以连线分别连接相同的异常。如果这些连线不穿过断层的话，则它们应彼此平行。连线的方向即异常走向的方向。垂直这些连线的方向即估计的最佳扩张方向。实测剖面上的磁测曲线应投影到扩张方向上，并与该纬度该方位下按标准地磁年表而求得的模型异常进行对比。首先按给出最佳拟合的均匀扩张速率进行计算和对比。也应考虑到扩张速率有时是随剖面的不同部位而不同的。为了直接与实测剖面进行对比，也可将理论计算的模型异常投影到实测剖面的方向上而直接对比。

标准异常的精确计算虽然有助于克服，但不能消除一条曲线与另一条曲线对比过程中的主观性。在找到模型的适当部分后就展开一条曲线去拟合另一条曲线，直至在垂直和水平方向上看来差不多了为止。就变动着的曲线间的对比而言，相似性并不是一种简单的概念，而仅仅部分上是可以量度的；它是与最大值、最小值和零值点交叉的数目和次序，以及连同这些的位置和幅度都有关系。很难对它的直观印象使之规范化。当然在对比过程中，也可以运用数学物理方法中的相关分析的方法。

测量海底扩张的Vine和Matthews方法意味着在扩张海脊两侧的一种对称性异常模式，

以及由同样模式的海底磁化倒转所给出的磁异常世界范围的分布，这种分布只是由于扩张速率的原因而各处不同，而扩张速率对每一个观测的模式通常取作常数。对称性最好的论证是在相反方向上作出同一剖面图来，并且观察距中央异常处同等距离上各个特征的对应性。在图2－15中对东太平洋海岭南纬51°处就是这样作的。这一剖面图可与东北太平洋的戈尔达海脊和胡安·德·富卡海脊所作的剖面图相对比。注意异常幅度，正如所预料地那样，是随着纬度而增大的。三个实测剖面与计算剖面的相关性可以认为是极好的。

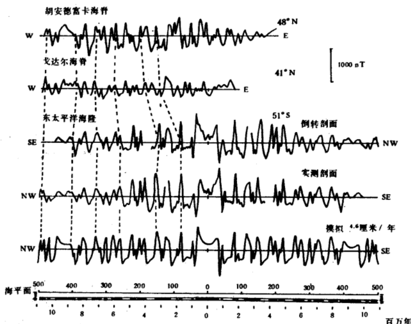
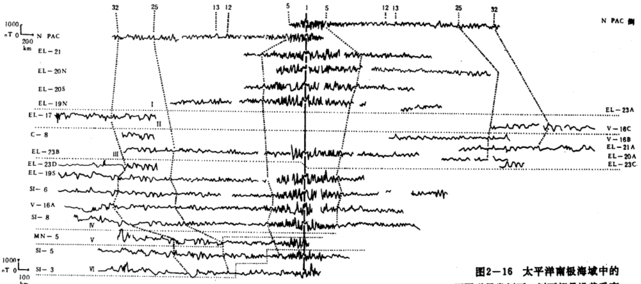


图2－15 横越东太平洋海岭的“E～19”剖面同绕其中间点翻转了的剖面一起显示出剖面的对称性以及一条计算剖面，该剖面的时间年表为过去1Ma，总磁场强度为48000 nT，磁倾角为－62.6°，剖面磁方位角为102°。该剖面也与横贯胡安·德·富卡海脊及横贯戈尔达海脊的剖面进行了比较。

二 太平洋中的磁异常

（一）太平洋的南极海域

在太平洋的南极海域，由于海底扩张而形成的磁力异常型态是相当清楚的。图2－16给出了太平洋南极海域的一些磁力异常剖面。在图的正中是垂直排列的中央磁异常。除了由于断裂带造成的磁异常位移之外，扩张速率从EL2到S15测线是有规律的变小。该现象对板块理论来说是基本的，因为扩张速率是与距两块岩石圈板块之间相对旋转中心的距离成正比。应当指出的是，太平洋南极海域是在扩张中心两侧呈现出直至异常32的一整套海底扩张磁异常的唯一海域。



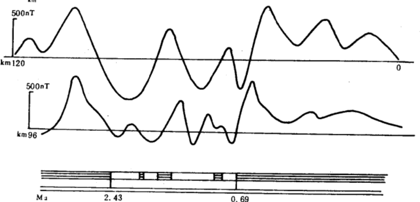


图2－16　太平洋南极海域中的不同磁异常剖面。剖面都是沿着垂直于海脊轴部而投影作成的，并沿以数码1和粗黑垂线所示的脊轴来排列的，其上的数码字是异常编号。最顶部的标上N・PAC和N・PAC・REV(翻转的)的是北太平洋的剖面。带有罗马数字的水平点线是所示的断裂带。

图2－17　东北太平洋，于不同的纬度上穿过探险者海脊西侧和胡安・德・富卡海脊西侧的磁异常剖面，及与相应的极性年表的对应关系。

(二) 东北太平洋的磁场

东北太平洋的磁测资料相当多，如已给出的图2—9。这些资料清楚的显示出东北太平洋中磁场的线形特征，并进尔揭示出海底扩张的存在。东北太平洋中的磁场一般说来只是在中脊的西侧发育的比较完整，特别是在中高纬度海域。另一特征是，磁测资料清楚地显示出近乎和中脊走向垂直的一些大范围的转换断层的存在。在大洋中脊处近代海底扩张与近代地磁倒转所形成的磁场特征间的对应关系也应相当清楚。图2—17示出了两个不同的纬度上穿越海脊两侧的两段磁测剖面及对应的地磁年表。由图中看出，尽管取自不同的纬度上，穿越中脊西侧的两段磁测剖面的基本特征极为一致，且与同期的地磁年表有着良好的对应关系。图2—18是图2—17中第二条剖面与模型计算剖面的对比。模型计算时除考虑了正反磁化和不同的磁性参数及不同的岩体宽度外，还考虑了相应海底地形的起伏。该图也显示出观测异常与理论计算结果有着良好的一致性。图2—20是东北太平洋中穿越海脊西侧一段较长的磁侧剖面。这段磁测剖面中的正负异常与标准地磁年表中的正向期，反向期的对应关系极为吻合。提供了令人信服的地磁倒转与海底扩张间的一致关系。

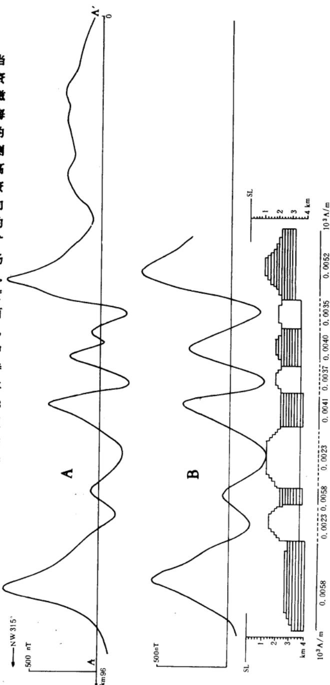


图2—18 实测剖面(A)与考虑了地形特征的模型计算剖面(B)之间一致性的比较。

东太平洋中有一独特的磁异常形态，即在标准海洋磁异常层序中从磁异常25号到磁异常32号，磁异常的宏观走向由161°骤然变

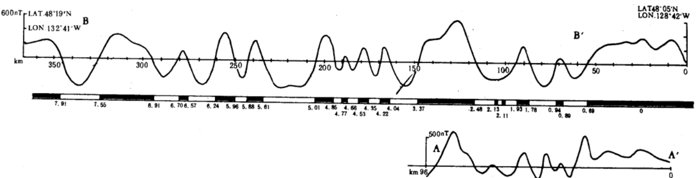


图 2—19 穿越胡安·德·富卡海脊西侧的较长磁异常剖面与极性年表的对应关系.

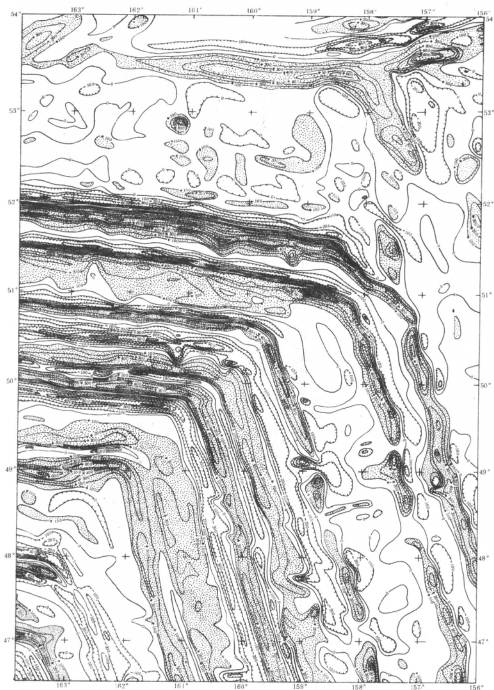


图 2—20 东北太平洋中的大磁湾。阴影区域为总磁异常＞100nT。

到279°，这称之为大磁湾(图2—20)。根据洋底和大陆上残存的证据，推断大磁湾是起源于图(2—21)中所示的三个扩张脊的接合处。在大洋中我们所看到的磁异常25—32只是模式的西南角，其余部分已沉没到到海沟中了。三个板块—库拉板块，法拉朗板块，以及太平洋板块是从这三个海脊中产生的。库拉板块现在已完全消失在北美板块之下。法拉朗板块的一些小段块现保存在戈尔达海脊和胡安·德·富卡海脊的东南侧，都属于东太平洋海隆部分。

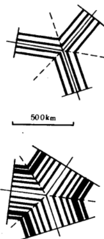


图2—21　三重洋中脊接合部的构思图，由此而产生出图2—21所示大磁湾异常。现在只见到该模式的西南部分，其余部分都被吞没在阿留申海沟和以前沿北美存在的一海沟中。

三　印度洋中的磁场

虽然确定了年代的磁异常相对说来仅占据印度洋的小部分范围，但它们却提供了研究白垩纪晚期以来印度洋洋底演化的重要资料。根据对磁异常的鉴别，人们认为东径九十度海脊以西(图2—23)，海底经历过两个扩张时期；而在其东以及布罗肯海脊以南看来只有一个扩张间隙，它始于18号异常时期并且现在正在把澳大利亚同南极分开，在东径九十度海脊以东和布罗肯海脊以北磁异常还未被鉴别清楚，马达加斯加以南和70°E以西海域情况也是如此，三重接合点在图2—22中所显示的清晰度不同。最明显的

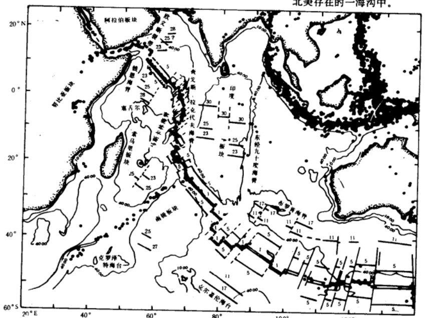


图2—22　印度洋的洋中脊体系。与海底扩张有关的震中由黑点表示，双线表脊峰，单线表编号的磁异常，等深线是以m为单位

一个是印度洋海脊的三个分枝接合点，该处印度洋板块与南极板块及索马里板块相遇。从这里继续向北卡尔斯伯格海脊就会遇到它与从亚丁湾出现的一条东西向海脊和一条与阿拉伯海的西岸平行伸展的欧文断裂带的接合。在亚丁湾的上端可以发现位于索马里的板块、阿拉伯板块和努比亚板块交会处的三脊接合点，印度洋海脊的中部由大量的转换断层而切割成小的断块。5号磁异常与这些海脊段块平行伸展。

在海脊以东和斯里兰卡以南只见到一套老的磁异常，从异常23到异常30。而且异常的走向近乎于和海脊的走向垂直。接近海脊的磁异常5和较老磁异常23之间的间距很短。这两种现象被解释为：在异常6和异常21之间的扩张作用处于一种完全的停顿状态；且在扩张方向上随后也发生了变化，早期时扩张方向几乎是南北的，而近期时扩张方向表现为近东西向。

根据磁测资料，印度洋洋底的演化作为如下解释。白垩纪晚期以来，印度洋洋底的演化可分成三个阶段来说明。异常32和异常21之间也即距今80 Ma之间曾发生过迅速的扩张作用，这发生在两条东西向海脊附近，这两个海脊为一条长的南一北向断裂带所分割。这些海脊的迅速扩张运动的停止时间或减慢到难以观察的时间，约距今50 Ma的异常21的时间。其后，于59 Ma和20 Ma之间形成了查戈斯浅滩和马斯卡林海脊，但这些板块并没有明显的移动。该时期末，南一北向转换断层破裂成短小块段，这些块段围绕大约16°N,40°E这一中心而旋转并正形成今天的扩张作用。

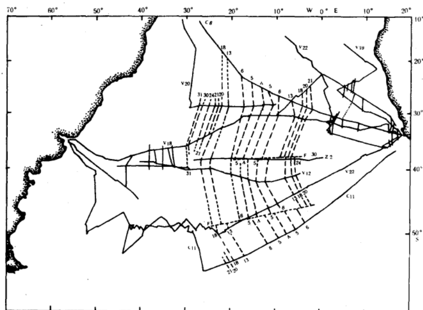


图2—23 南大西洋南部沿沿船迹上磁异常的位置。F是推测的断裂带，在阿根廷海盆和在开普海盆中，线形磁异常是以实线划出

四 大西洋中的磁场

(一)南大西洋中的磁场

从海脊两侧海底扩张记录完整性来看，南大西洋居于第二位。图2—23示出了该区的测船航迹，其上注有标准磁异常编号，字母A表示海脊的位置。相关连的剖面之间有着很大的剖面间距，然而异常却能够进行鉴别。当然这种鉴别只是通过对异常的简单对比由一条剖面到下一条剖面，并没有对于每一纬度和扩张方向变化而重新进行模型异常计算。如果有足够的剖面，异常的形状就会随位置而逐渐变化，这样就可能无需用更为精确的办法而鉴别它们。

假如海底只在由南—北向的海脊扩张着，如太平洋东北部那样，那么在产生异常的纬度处就会观测到在该处产生的磁异常。

当扩张作用在南北向具有一个可观的分量，或者更进一步，挟带着异常的岩石圈块体经历过垂直转动，那么情况就并非如此了。在这种情况下，对于大多数可能的原始位置和方位，要想不经过若干种模型计算而能辨认出异常来是困难的，有时是不可能的。此时适当的模型计算有时是必要的。

(二)大西洋中的磁场

大西洋磁力异常的形态证实了异常的成因是由海底扩张而产生的。但总的说来，磁异常发育并不好，只是依据可辨认的少部分异常来推断解释的。可能大西洋的裂开是由于北美、欧亚和非洲板块的相对运动而发生，结果在亚速尔群岛以北和以南形成了宏观上不同的地磁型态。

图2—24标出了北大西洋西南部的海底扩张的磁场剖面。该图可分为四个不同的异常带。沿着第28平行线，从42°W的海脊到55°W之32号异常，可以遵从标准的地磁倒转年表。然而，接着就是一标有R的磁异常带，它在靠近纬度19°N的B—A_1和B—A_2剖面上可以辨认出来。从58°W到67°W有一个范围相当大的扰乱了的异常区，这些磁异常从一条剖面到另一条剖面很难进行鉴别。在67°W和71.5°W之间有一组整齐的画有线条的磁异常，叫作Keathley序列，它从23°N伸展到34°N。在磁异常J20以西，可以看到一磁场平静的地带，这是由5—20 nT幅度范围的磁异常所组成。从杂乱磁场到平静磁场的过渡发生地相当突然，仅在大约150 km的水平距离范围内。

在海脊以东，磁场的特征和海脊以西的磁场特征大体类似。在非洲西北海岸以外，也有一粗糙—平滑的磁场边界，其东有Keathley序列的镜像和一磁场平静区(图2—25)。应当注意的是，在太平洋东北部仿佛是在32号磁异常后，紧接着出现了一磁场平静带；而在北大西洋和南太平洋，在异常32后仍有未搞清楚的一些幅度大的异常。这些幅度很大的异常及其后的异常序列还未有统一的解释。

图2—26是北大西洋中海脊，等时线、断裂带、钻孔等的位置图。空心图，空三角、空菱形和空方形均为已确定了的磁异常的位置。黑心圆黑三角形、黑菱形和黑方形的位置是绕一些确定的旋转中心旋转海脊以东的异常在海脊以西而获得的位置。当然旋转中心和旋转度对不同的异常是不同的。即是相同的异常在亚连尔群岛以南和以北旋转中心和旋转度也不尽相同。黑圆心、黑三角等接近重合证明了这种旋转的合理性。图中的等时线在中脊轴的两边直至距今180Ma都标出了。在有些等时线的地方也标有深海钻探所

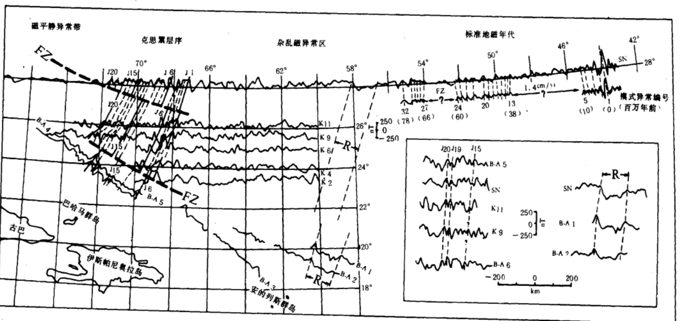


图 2－24 北大西洋东南部的磁异常带．老于标准地磁年代的异常剖面之间的相互关系示于插图中．

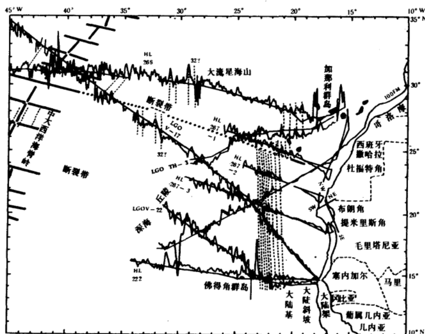


图2—25 北大西洋中脊以东的几条磁异常剖面。磁异常按虚线进行了对比。涂黑了地方表群岛和海山。图中也绘出了中大西洋海脊的轴部和一些断裂带。加那利群岛以南在南—北向线性磁异常中明显的右侧错开，大致与大西洋断裂带之虚线投影吻合，该断裂带约在北纬30°错开中大西洋海脊一相当方位和大小

获得的年代(表示达到最古老的岩石年代)，以供对比。图中也绘出了一些主要的断裂带的位置。

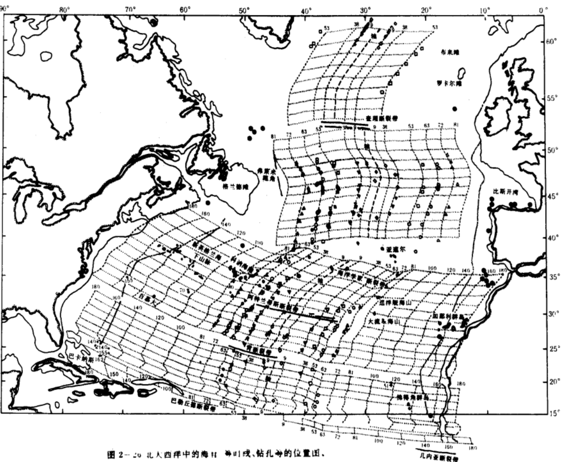


图 2—20 北大西洋中的海底等时线、钻孔等的位置图。

第六节　大洋磁场研究中的几个其他问题

一　海山磁性的计算

海山磁性的研究是大洋磁场的研究和海洋古地磁研究的一个重要内容，它有助于区域磁场的分析，也有助于解决海山年代问题。海山的磁性可以根据水下采集的海山岩石标本的测定得到，也可以根据海山以上测得的磁异常的反演得到。前者要求有一定难度的水下岩心取样技术，后者则易于作到，且能获得海山的平均磁性，因而更为可靠。由磁异常反演海山磁性，通常采用选择法，即选择合适的磁化强度使计算的磁异常与实测的海山磁异常在最小二乘的意义下最佳拟合。以下介绍两种海山磁性计算的方法，一种是将海山划分成若干六面体，然后用解析法计算这些物体的外表面产生的磁异常并叠加，而最后求得海山的磁性参数；另一种是直接将海山表面剖分成若干三角单元，然后用高斯数值积分计算各单元的磁异常并叠加而求得海山磁性。

(一)方法1.

1)原理

均匀磁化物体的磁位表达式为：

$$U=\iint_s\frac{I\cdot n}{\rho}ds$$

式中ρ是元体积至考察点的距离，I是磁性体的磁化强度矢量，n是磁性体表面的外法线，方向上的单位矢量。

显然在X方向上的磁场强度Hx为：

$$\begin{aligned}Hx&=-\frac{\partial U}{\partial x}\\&=-\frac{\partial}{\partial X}\iint_s\frac{I\cdot n}{\rho}\cdot ds\\&=-\frac{\partial}{\partial X}\iint_s\frac{In}{\rho}ds\\&=-\iint_s\frac{\partial}{\partial X}\left(\frac{In}{\rho}\right)ds\\&=\iint_s\frac{In}{\rho^2}\cdot\frac{\partial\rho}{\partial x}\cdot ds\\&=\iint_s\frac{In}{\rho^2}\cdot\cos\alpha\cdot ds\end{aligned}$$

式中In为磁化强度矢量I在磁性体表面外法线方向n上的投影。$\frac{\partial\rho}{\partial x}$为$\rho$与X轴之间夹角的余弦，以cosα表示，α即是$\rho$与x轴之间的夹角。设β和γ分别表示$\rho$和坐标轴Y、Z之间的夹角。则同样可以写出磁场强度在Y、X方向上的分量H_y和H_z：

$$H_y=\iint_s \frac{In}{\rho^2}\cdot \cos\beta \cdot ds$$

$$H_z=Z=\iint_s \frac{In}{\rho^2}\cdot \cos r \cdot ds \qquad (2-20)$$

上述公式表明，若磁性体的In及其形状已知后，便可求出其磁场。

在地磁场中，总磁场T与地磁场T_0的模量差ΔT在磁异常Ta相对地磁场值较小时，可写成磁异常矢量Ta在地磁场T_0方向上的投影值：

$$\Delta T=Ta\cdot\cos\beta \qquad (2-21)$$

式中β为Ta与T_0之间的夹角。

由于Ta是一位场，所以由公式(2—21)知ΔT同样也是一位场，因而以下关系式成立：

$$\begin{aligned}\Delta T&=-\frac{\partial U}{\partial t_0}\\&=-\left(\frac{\partial u}{\partial x}\cdot\frac{\partial x}{\partial t_0}+\frac{\partial u}{\partial Y}\cdot\frac{\partial Y}{\partial t_0}+\frac{\partial u}{\partial z}\cdot\frac{\partial z}{\partial t_0}\right)\\&=H_x\cdot\cos(x\cdot T_0)+H_y\cdot\cos(Y\cdot T_0)+Z\cos(z\cdot T_0)\end{aligned} \qquad (2-22)$$

2) 计算公式

图2—27 海山磁性计算模型

如果我们假设坐标系的x轴与磁北的任意夹角为θ，地磁倾角为i，(2—22)式可写成：

$$\Delta T=H_x\cos\theta\cdot\cos i+H_y\cdot\sin\theta\cdot\cos i+Z\cdot\sin i \qquad (2-23)$$

现在让我们来讨论一磁性海山在观测面上所产生的磁场。对于一元磁体的磁场(如图2—27)，元体积的三个法线方向和坐标轴方向一致的面在(X、Y、0)处产生的磁场由(2—20)式近似地表示为

$$H\alpha x=\frac{A\cdot ht}{\rho_{\bar{\alpha}}^{\frac{3}{}}}(ab-x),\ H\alpha y=\frac{B\cdot ht}{\rho_{\bar{\alpha}}^{\frac{3}{}}}(\beta h-y),\ Z\alpha=\frac{c\cdot ht}{\rho_{\bar{\alpha}}^{\frac{3}{}}}\bar{\gamma}t;$$

$$H\beta x=\frac{A\cdot ht}{\rho_{\bar{\beta}}^{\frac{3}{}}}(ab-x),\ H_{\beta y}=\frac{B\cdot ht}{\rho_{\bar{\beta}}^{\frac{3}{}}}(\beta b-y),\ Z\beta=\frac{c\cdot ht}{\rho_{\bar{\beta}}^{\frac{3}{}}}\bar{r}t;$$

$$H\gamma x=\frac{A\cdot h^2}{\rho_{\bar{\gamma}}^{\frac{3}{}}}(ab-x),\ H_{\gamma y}=\frac{B\cdot h^2}{\rho_{\bar{\gamma}}^{\frac{3}{}}}(Bh-Y),\ Z\gamma=\frac{c\cdot h^2}{\rho_{\bar{\gamma}}^{\frac{3}{}}}\gamma t.$$

式中α、β、γ是所选取的元磁体下表面中心点的坐标。A、B、C分别表示磁化强度在各坐标轴方向上的分量。$\bar{\alpha}$、$\bar{\beta}$、$\bar{\gamma}$及$\rho_{\bar{\alpha}}$、$\rho_{\bar{\beta}}$、$\rho_{\bar{\gamma}}$分别由以下关系式确定：

$$\rho_{\bar{\alpha}}=[(\bar{a}h-x)^2+(\beta h-y)^2+(\bar{r}t)^2]^{\frac{1}{2}}$$

$$\rho_{\bar{\beta}}=[(ah-x)^2+(\beta h-y)^2+(\bar{r}t)^2]^{\frac{1}{2}}$$

$$\rho_{\bar{\gamma}}=[(ah-x)^2+(\beta h-y)^2+(rt)^2]^{\frac{1}{2}}$$

$$\bar{\alpha}=\alpha+\frac{1}{2},\ \bar{\beta}=\beta+\frac{1}{2},\ \bar{\gamma}=\gamma-\frac{1}{2}.$$

元体积的三个法线方向相反的面所产生的磁场表达式为：

$$H\alpha x=-\frac{A\cdot ht}{\rho_{\alpha'}^3}(a'h-x),\ H\alpha y=-\frac{B\cdot ht}{\rho_{\alpha'}^3}(\beta h-y),\ Z\alpha=-\frac{c\cdot ht}{\rho_{\alpha'}^3}\bar{r}t$$

$$H\beta x=-\frac{A\cdot ht}{\rho_{\beta 1}^3}(ah-x),\ H\beta\gamma=-\frac{\beta\cdot ht}{\rho_{\beta'}^3}(\beta_1 h-y),\ Z_\beta=-\frac{c\cdot ht}{\rho_{\beta 1}^3}\bar{\gamma}t$$

$$H\gamma x=-\frac{A\cdot h^2}{p_{\gamma'}^3}(ah-x),\ H_{\gamma y}=-(\beta h-Y),\ Z\gamma=-\frac{c\cdot h^2}{\rho_{\gamma 1}^3}(\gamma t-t)$$

式中：

$$\rho_{\alpha'}=[(\alpha'h-x)^2+(\beta h-y)^2+(\rho t)^2]^{\frac{1}{2}}$$

$$\rho_{\beta'}=[(ab-x)^2+(\beta h-y)^2+(\bar{r}\,t)^2]^{\frac{1}{2}}$$

$$\rho_{\gamma'}=[(ab-x)^2+(\beta-y)^2+(r'\,t)^2]^{\frac{1}{2}}$$

$$\alpha'=\alpha-\frac{1}{2},\beta'=\beta-\frac{1}{2},\gamma'=\gamma-1。$$

这样元体积的任意一个面，例如距离为ρ_a的这个面，在(x、y、0)处的磁场为：

$$\Delta T=A\cdot\frac{ht}{\rho^{\frac{3}{a}}}[(\bar{\alpha}\,h-x)\cdot\cos\theta\cdot\cos i]+\beta\cdot\frac{ht}{\rho^{\frac{3}{a}}}[(\theta h-y)\sin\theta\cdot\cos i+c\cdot\frac{ht}{\rho^{\frac{3}{a}}}(\bar{r}\,t)\cdot\sin i$$

$$=A\cdot Fx+B\cdot F_y+c\cdot F_z \qquad (2-24)$$

式中：

$$F_x=\frac{ht}{\rho^{\frac{3}{a}}}(\bar{a}\,h-x)\cdot\cos\theta\cdot\cos i$$

$$F_y=\frac{ht}{\rho^{\frac{3}{a}}}(\beta-Y)\cdot\sin\theta\cdot\cos i$$

$$Fz=\frac{ht}{\rho^{\frac{3}{a}}}\cdot(\bar{r}\,t)\cdot\sin i$$

因而海山在(x、y、0)处的磁场就应该是组成海山的所有元体积的表面在(x、y、0)处的磁场之和。由于我们考虑的是均匀磁化，所以在实际计算时，只需计算这些元体积最终所具有的外表面的磁效应即可。若所有元体积的最终外表面有m个，则在(x、y、0)处的磁场为：

$$\Delta T(x、y、0)=A\cdot\sum_{i=1}^{m}F_{xi}+B\cdot\sum_{i=1}^{m}F_{yi}+C\cdot\sum_{i=1}^{m}F_{zi}$$

若考虑到海山是由不同磁性的部分所组成的话，计算时也可分别考虑它们的磁性参数。若不同磁性的组成部分的外表面个数分别为$m_1,m_2\cdots\cdots$，这样，海山在(x、y、0)处的磁场为：

$$\Delta T(x、y、0)=A_1\cdot\sum_{i=1}^{m_1}Fxi+B_1\cdot\sum_{i=1}^{m_1}Fyi+C_1\sum_{i=1}^{m_1}Fxi+A_2.\sum_{i=1}^{m_2}Fxi+B_2.\sum_{i=1}^{m_2}Fyi+C_2\sum_{i=1}^{m_2}Fzi+\cdots\cdots$$

式中A_1、B_1、C_1、A_2、B_2、C_2……分别为海山不同磁性部分的磁性参数。

据上述方程，已知海山的磁性参数和深度就可模拟计算海山的理论磁场。

反之，如果观测场已知，并知水深资料，则可根据观测场和以上公式求得海山的磁性参数。为简便起见，设海山仅有磁性有同的两部分组成。则有：

$$\Delta T \sum_{i=1}^{m_1}(X、Y、O)=(A_1Fxi+B_1Fyi+C_1Fzi)+\sum_{j=1}^{m_2}(A_2Fxj+B_2Fyj+C_2Fzj)+R(x、y、0)$$

式中$\Delta T(X、Y、0)$为观测到的场，$R(X、Y、0)$是观测场与理论场之差，A_1,B_1,C_1,A_2,B_2,C_2为待定的磁性参数。

求了求取磁性参数，令

$$[\Delta T(x、y、0)-\sum_{i=1}^{m_1}(A_1Fxi+B_1Fyi+C_1Fzi)-\sum_{j=1}^{m_2}(A_2Fxj+B_2Fyj+C_2Fzj)]^2$$

$$=R^2(x、y、0)$$

$$=Min$$

由上式对待定系数求导数并令其等于零，则有：

$$\Delta T(x、y、0)-\sum_{i=1}^{m_1}(A_1Fri+B_1Fyi+C_1Fi)-\sum_{j=1}^{m_2}(A_2Fxj+B_2Fyj+C_2Fzj)=0$$

由于有多组方程故可解出$A_1、B_1、C_1、A_2、B_2、C_2$、。

磁化强度的各分量求得后，磁化强度I为：

$$I=(A^2+B^2+C^2)^{\frac{1}{2}}$$

在我们所选取的坐标系里，磁化强度矢量的倾角i_m和偏角Dm分别为：

$$i_m=\tan^{-1}[(\frac{C}{A^2+B^2})^{\frac{1}{2}}];$$

$$Dm=\tan^{-1}(\frac{B}{A}).$$

由于坐标轴x与磁北的夹角为θ，所以磁化强度的实际偏角为Dm±θ。通常以东偏为正。倾角以指向水平面以下为正。

如果有岩石标本，并知其磁化率k，则可求出剩余磁化强度的量值，倾角和偏角。

$$Jrx=A-kT\cdot Cos\theta\cdot Cosi;$$

$$Jrx=B-kT\cdot Sin\theta\cdot Cosi;$$

$$Jrz=C-kTSini.$$

T为区域地磁场强度。同样有

$$Jr=(J^2rx+J^2ry+J^2rz)^{\frac{1}{2}};$$

$$ir=\tan^{-1}\left[\frac{Jrz}{(J^2rx+j^2ry)^{\frac{1}{2}}}\right];$$

$$Dr=\tan^{-1}\left(\frac{Jry}{Jrx}\right)\pm\theta.$$

3) 计算方法

在实际计算时，根据海山的型态及磁场梯度等，选取适当的格网间距，在磁场等值线图上划出格网，确定各结点上的坐标，并用内插法求出各结点上的磁场数值。然后将海山以适当的比例尺划分为方形元体，确定所有磁性元体外表面中心点的坐标值，根据上述数值即可进行计算。在划分磁性元体时，通常将海山底部视为平面。一般说来，理论计算的曲线或磁场图与实测的异常曲线或异常图在型态上的差别主要取决于模型对实际情况的模拟程度。而理论曲线或磁场与实测曲线或异常图在幅度上的差别主在取决于磁性参数的数值。

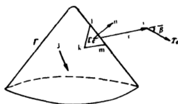


图2—28 计算磁异常的模型

(二) 方法2.

在均匀磁化条件下，任意形状三维海山在外部i点的航磁异常T;可表示为(图2—28)：

$$Ti=\int_{r}\frac{\text{Cos}\beta}{r^2}Jndr. \qquad (2-25)$$

式中Γ为磁性体的边界面，J_n为磁化强度$\vec{r}$在r的外法向$\vec{n}$的投影、r是边界面至计算点i的距离，β是矢径$\vec{r}$与正常地磁场$\vec{T}$的夹角。用三角单元对边界面r进行剖分，使每个单元r_e近似为平面，并且r_e的线度小于至计算点的距离，将式(2—25)的积分分解为诸单元积分之和：

$$Ti=\sum_{re=1}^{n}\int_{re}\frac{\text{Cospa}}{r^2}Jdr \qquad (2-26)$$

三角元r上的积分用二维的三角形高斯数值积分公式进行。单元re的高斯积分可表示为

$$\int_{re}\frac{\cos\beta}{r^2}Jdr=Jn\sum_{q=1}^{m}\frac{\cos\beta q}{r_q^2}Wg\Delta \qquad (2-27)$$

其中，m是高斯求积公式所用的点数，本文用m=4；$rq=[(x_i-x_q)^2+(y_i-y_q)^2+(z_i-z_q)^2]^{\frac{1}{2}}$是高斯求积所用q点到计算点i的距离，q点的坐标由式(2—28)及表1决定：

βq是矢经$\vec{rg}$与$\vec{T_0}$的夹角；w_q是加权第数(见表1)；Δ是三角元的面积。

q点坐标的接下式计算：

$$x_q=\sum x_l\zeta_l(q)$$

$$y_q=\sum y_l\zeta_l(q)\quad (L=j,k,m;q=1,\cdots,m)。\qquad (2-28)$$

$$z_q=\sum z_l\zeta_l$$

其中$(x_j、y_j、z_j)$，$(x_k、y_k、z_k)$，$(x_m、y_m、z_m)$是三角元三顶点的坐标；$\zeta_j^{(q)},\zeta_k^{(q)},\zeta_m^{(q)}$是高斯积分系数，见表1

表1 m=4时的高斯积分系数

q	$\zeta_j^{(q)}$	$\zeta_k^{(q)}$	$\zeta_m^{(q)}$	w_q
1	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$	−9/16
2	$\frac{3}{5}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$	25/48
3	$\frac{1}{3}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{1}{3}$	25/48
4	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{3}{5}$	25/48

磁化强度的法向分量J可写成：

$$J=\frac{Jx\Delta x+Jy\Delta y+Jz\Delta z}{\Delta}$$

其中，Jx、Jy、Jz和Δx、Δy、Δz分别是$\vec{J}$和三角元面积矢量$\vec{\Delta}$在x、y、z、轴上的投影，将式(2—29)(2—27)代入式(2—25)，得

$$Ti=\sum_{r=1}^{n}(Jx\Delta x+Jy\Delta y+Jz\Delta z)\sum_{m=1}^{q}\frac{\cos\beta_q}{r_q^2}wq \qquad (2-30)$$

上式可简记成：

$$Ti=\sum F_{il}J_l \qquad (l=x,y,z) \qquad (2-31)$$

其中，

$$F_{il}=\sum_{r=1}^{n}\Delta_l=\sum_{q=1}^{n}\frac{\cos\beta_q}{r_q^2}w_q \qquad (l-x\cdot y\cdot z) \qquad (2-32)$$

F_{il}仅与海山形状及测点位置有关，在给定海山形状和测点位置后，按式(2—32)计算F_{il}计算F_{il}是十分容易的。

式(2－31)是计算海山磁异常的正演公式，而我们的任务是根据实测的海山异常反演的海山的磁性，为了反演磁化强度的3个分量Jx、Jy、Jz，原则上只要3个点的实测磁场即按式(2－31)解出，但为了取得整个海山的平均磁性，则要有足够的点进行反演。

设用于反演的测点数为i个，当磁化强度J为已知时，按式(2－31)算出这个∫ i点的磁场，写成矩阵形式为：

$$\begin{vmatrix} T_1 \\ \vdots \\ Ti \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} F_1x & F_1y & F_1z \\ \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots \\ Fix & Fiy & Fiz \end{vmatrix} \begin{vmatrix} Jx \\ Jy \\ Jz \end{vmatrix} \quad (2-33)$$

简记成： $T=FJ$

其中， $T=\begin{vmatrix} T_1 \\ \vdots \\ Ti \end{vmatrix}$ $F=\begin{vmatrix} Fix & Fiy & Fiz \\ \cdots & \cdots & \cdots \\ Fix & Fiy & Fiz \end{vmatrix}$， $J=\begin{vmatrix} Jx \\ Jy \\ Jz \end{vmatrix}$

这i个点的实测磁场的列向量为$T'=[T'_1 \cdots T'_i]^T$，选择适当的J，使计算异常T与实测异常T'，在最小二乘意义下最佳拟合，这时，J由下列正规方程确定：

$$F^TFJ=F^TT'$$

记作 $AJ=B$ (3－34)

其中，FT为F的转置矩阵，$A=F^TF$为3×3矩阵，$B=F^TT'$为3列的列向量。解方程组(2－34)即可获得磁化强度的3个分量Jx、Jy、Jz，由此可计算出点磁化强度J，磁倾角I和磁偏角D。

当海山磁性不均匀时，应将海山划分成磁性不同的若干体积，然后用上述方法计算各体积的表面磁场，并按最小二乘原理反演各部分的磁性。

二　虚(视)地磁极(VGP)

为了结合各个不同地理区域的古地磁测量和分析这些测量结果，就需要了解地磁极的位置及其变化情况。由(2－18)式知，在地面上任意点磁倾角I，磁纬φ和磁余纬P存在如下关系：

$$\text{tg}I=2\text{tg}\varphi=2\text{ctg}p$$

根据磁纬或磁余纬，再根据测点的磁偏角D，可定出地磁的位置。其

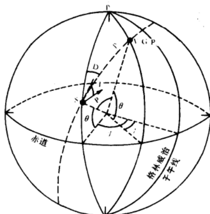


图2－29　海山位置或取样点(s)，磁场方向(I，D)与虚地磁极(VGP)之间的关系。
θ是纬度，φ为取样点的经度，θ′和φ′是虚地磁的纬度和经度；D为偏角，P为地磁余纬。

办法是在磁偏角所指的方向上(即磁偏角方向和地心所限定的地面大圆环上)，找出一点，使这点与观测点的角距离为p,这点就是地磁北极(图2—29)。在地球的另一面与这点对应的点就是地磁南极。这样确定的磁极称为虚地磁极。虚地磁极的现在地理经纬度可以用公式计算。

取样点s的地理纬度和经度为(θ、φ)，磁偏角D,磁倾角I.地理北极P,虚磁极VGP和S三点组成球面三角形(图2—29)。根据余弦定理和正弦定理，虚磁极VGP的地理纬度和经度(θ′，ϕ′)由下列方程组决定

$$
\begin{aligned}
&P=\mathrm{ctg}^{-1}\left(\frac{1}{2}\mathrm{tg}I\right)\\
&\sin\theta'=\sin\theta\cos p+\cos\theta\sin p\cos D \qquad (2-35)\\
&\sin(\phi'-\phi)=\sin p\sin D/\cos\theta'
\end{aligned}
$$

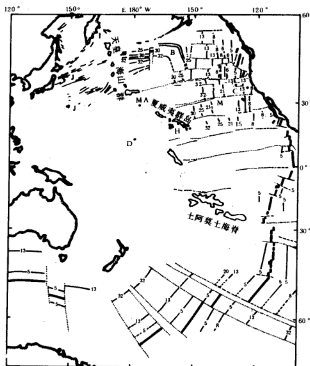


图2—30 已计算出磁化方向的太平洋海山群的位置。粗线表扩张的洋中脊区段；细线表磁异常并已按极性年表编号；虚线表转换断层。大部分海山都是成群的，J—日本海山群；D—迪克森海山群；MA—中途岛环礁海山群；H—夏威夷海山群；M—无月海山群；C—加利福尼亚海山群；T—三角海山群；B—大磁湾(它不是海山群)

应注意，这里存在两种情况，即$\phi'-\phi=\beta$,和$\phi'-\phi=180°-\beta$,其中$-90°\leqslant\beta\leqslant90°$。当$\cos p\geqslant\sin\theta\sin\theta'$时选择$\phi'-\phi=\beta$;当$\cos p<\sin\theta\sin\theta'$时选择$\phi'-\phi=180°-\beta$。

在公式(2—35)的计算过程中，除需知海山取样点的地理经纬度外，还需知道取样点处的磁倾角I和磁偏角D，这固然可以通过水下海山上的取样标本的磁性参数测定来获得，也可以用已介绍过的海山磁性的计算方法来求得。

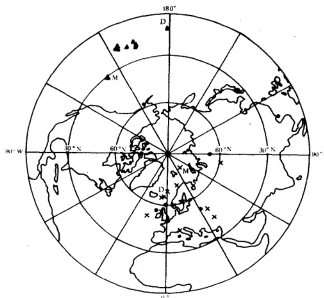


图2—31 夏威夷海山群磁极位置

海山位置由黑三角表示。迪克森海山以D表示。十字表北极，黑圆表南极。星号是平均磁极位置(不包括无月海山M的磁极)

视地磁极迁移路线(视极移路线)是研究地极迁移和大陆或板块漂移的重要依据。在稳定地区内，将各地质时期的虚地磁极画到现代地理坐标上，连接起来，称为该地区的视极移路线。从实际资料可知，由年代较新的岩石获得的北磁极离北极近，年代很老的岩石相应的北磁极迁移到赤道附近或越过赤道。

视极移路线表示大陆(或板块)与磁极的相对运动，但究竟是大陆在漂移还是磁极在移动，或者两种因素均存在，还很难断定。所以只根据一个地区的视极移路线不能得出大陆(或板块)漂移的结论，但几个地区的综合则可以提供大陆或板块移动的信息。只要地磁场是地心偶极场，同一时间地球只有一对磁极。如果大陆或板块从来没有移动过，那么同一时代各大陆或板块上求出的磁极应大致重合，就象各地区近代岩石所求出的磁极在地理附近一样。反之，大陆或板块之间求得的磁极明显不重合，表明它们发生过平移或旋转，这是利用视极移路线研究大陆或板块移动的基本思路。

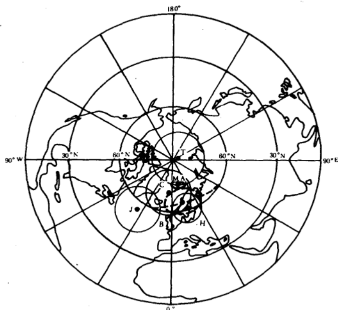


图2—32 太平洋的平均古磁极位置图

T—三角海山群；MA—中途岛环礁；C—加利福尼亚海山群；H—夏威夷海山群；大磁湾B的位置为短划线，J—日本海山群。围绕着这些磁极的椭圆可以确定这些磁极位置中的95%的置信范围。磁湾的椭圆是短划线

作为视极移路线的一个实际分析，以下看一下北太平洋的情况。北太平洋中的大部分主要海山都进行过磁测。在图(2—30)中由西向东，J表示称作“日本的”两组海山群，D为迪可森海山；MA为中途岛环礁海山；H是一组称为“夏威夷”的海山群；B为大磁湾；M是无月海山群中的一座；C为一组称为加利福尼亚的海山及T被称为“三脚架”海山群，绘在图2—31中“夏威夷”海山群之虚地磁极(VGP)就象根据大陆岩石上古地磁测得那样多的磁极那样分散。不同的海山群和中途岛环礁的虚地磁极(VGP)的位置(图2—32中以95%置信圆表示)很明显取决于其地质年代。根据古生物和放射性测量的资料，日本海山群是属于白垩纪(85 Ma)，夏威夷海山群也属白垩纪。“加利福尼亚”海山位于磁异常11和15之间，这表明它们的最大年代是渐新世早期(40 Ma)。根据大磁湾的磁极位置位于现代地理极20°左右的地方，在图2—32中沿短线纬度圈以β表示。“三脚架”海山群位于异常5和6之间，它们的地质年代太年青，故表现不出明显的位移。如果我们假设“夏威夷”海山群的虚地磁极受太平洋板块围绕固定的中心旋转，经中途岛环礁而移向北极，那么该中心的位置可大致根据图2—33描绘的方法来确定。大圆是通过与VGP和北极等距离的各点标绘的，正如图中短划线所示的那样。旋转中心可以位于大圆上的任一位置。同时还标出了另外一个这样的与北极和中途岛环礁等距离的圆圈。这两个圆圈的相交处给出了旋标中心，自从白垩纪以来北太平洋板块围绕该中心已经转向了北极。这里还有一不甚清楚的地方，因为日本海山群的VGP在95%置信水平上不同于“夏威夷”

组的VGP，可能这两个海山群除了共同向北移动了大约30°外，且在经度上彼此移开了大约25°。这就意味着太平洋板块是由两部分组成，这两部分移开过，而后又聚合起来。然而一些其他海山的新的测量结果使得“夏威夷”海山群的VGP更接近于日本海山群的VGP，以至于使两者的95%置信圆有重合，因此这又使得自白垩纪以来太平洋板块曾是两块成为不太可能。

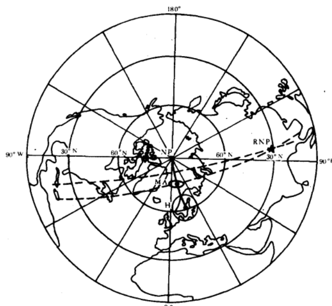


图2—33 从白垩纪至今与太平洋东北部相对应的初步磁极曲线(黑粗线)

符号与图2—32相同。短划线为大圆圈，它确定了RNP(旋转北极)这一旋转支点，该支点在北纬33°，东经97°，由一五星表示。

三 岩石圈消亡在磁场上的反映

板块构造理论的循环机制是大洋地壳在中脊处产生，继而相离中脊而运移，最后在海沟处俯冲消亡。由于处于布客正向期，所以近代扩张中脊处的磁场是大范围的正异常，两侧则为对称的正负相间的条带形磁异常，这种磁场特征我们在前面各大洋磁场的讨论中多次叙述和图示过。这里我们要说明消亡作用在磁场上的显示。对大洋海沟处岩石圈的消亡作用的磁学证据是磁异常条带到达海沟处突然消失不见了，这由图2—34和图2—35中阿留申海沟南面线距密集的磁测剖面清楚地显示出来。

四 转换断层带上的磁场

转换断层带是板块构造理论中除大洋中脊处的扩张带，海沟处的俯冲带外，另一重要的构造区域，在磁场上，不同于扩张中脊和俯冲区，转换断层带上有其特殊的磁场特征。下面以实际磁异常图件为主来说明转换断层带上的一般磁场特征。为此，我们将太

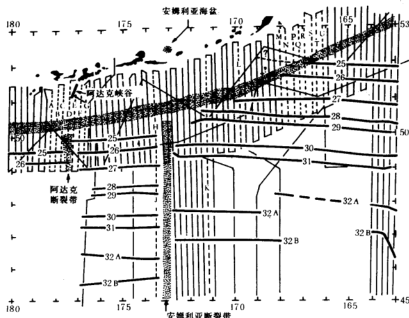


图2—34　阿留申海沟南面标上数字的磁异常，重宽线代表异常，轻细线表示整理后的航迹，异常的年代向南变老。阴影区表示断裂带、6000 m,以下的阿留申海沟以及阿姆利亚海盆。

平洋、北大西洋中几条众所周知的转换断层带上的磁异常图绘出，它们分别是太平洋中的布兰科断裘带、门多西诺断裂带(图4—36)，和北大西洋中的海洋学家断裂带(图4—37)。由图中清楚地显示出，线形磁异常在转换断层上受到剧烈地错断，错断的水平距离常在数百乃至上千公里。在转换断层带上磁场无论在幅度、波长及走向等都明显地不同于断层带两侧的磁场。和转换断层带两侧的线形异常相比，转换断层带上的异常幅度和频率都明显变化，且无明显的线性延伸。这一点和一般常见到的区域性大断层上的磁场不同，在这样的断层带上多呈现出高振幅、高频率、沿断层带延伸的串珠状异常带。转换断层带上的磁场至所以相对平静且无明显线性延伸，这可能说明这种断层带的形成只是地壳的一种缓慢的相对水平位移所致的而并不经常伴有大规模的火成岩活动，因而也就不具强烈的磁场特征。

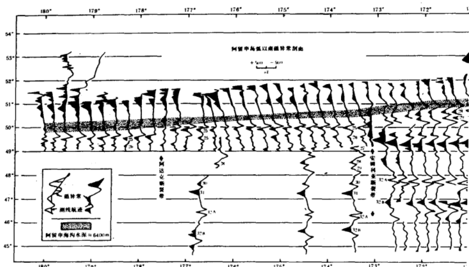


图2—35 阿留申海沟南面总磁异常剖面

第七节 海洋重力改正与重力异常

所谓重力就是根据万有引力地球吸引物体的力与地球自转形成的离心力的合力。如果更严格一些，应当认为地球的重力场是由两个长期分量和一个时间分量组成的。长期分量是由于地球质量的引力和地球的旋转而产生，前一部分产生的占总场的99.9%以上。时间变化分量由月球和太阳潮汐产生的，相对说来这部分是很小的。

由地球质量引力产生的重力矢量分量垂直向下，由离心加速度产生的那部分垂直于地球旋转轴向外。因此，总的矢量向下(基本上垂直)，其垂直分量比单独由地球质量产生的引力稍小。引起赤道凸出的离心加速度在赤道最大，在两极为零。

由于赤道处的物质凸起，半径的增加及向外的离心加速度，使得赤道上的重力值比两极少5.2伽(Gal)。增加的21.3 km半径引起重力减少6.3 Gal。由于旋转的影响，重力又减少3.6 Gal，合起来减少9.9 Gal，比观测到的5.2 Gal要大4.7 Gal。因此在赤道上由于物质凸起产生的引力为4.7 Gal。在总的重力矢量方向上，潮汐所产生的变化非常小。由于潮汐所产生的引力在0.3 mGal的范围。

重力异常是大地水准面上的重力和地球旋转椭球面上的重力之差，大地水准面上的重力是代表改正到海平面上的观测重力值，旋转椭球面上的重力是代表认为密度不变(没有质量异常)的均匀层的正常重力值。为了计算异常，对于在海平面以上或在海平面以下的观测重力值首先要改正到相当于海平面上的重力值。

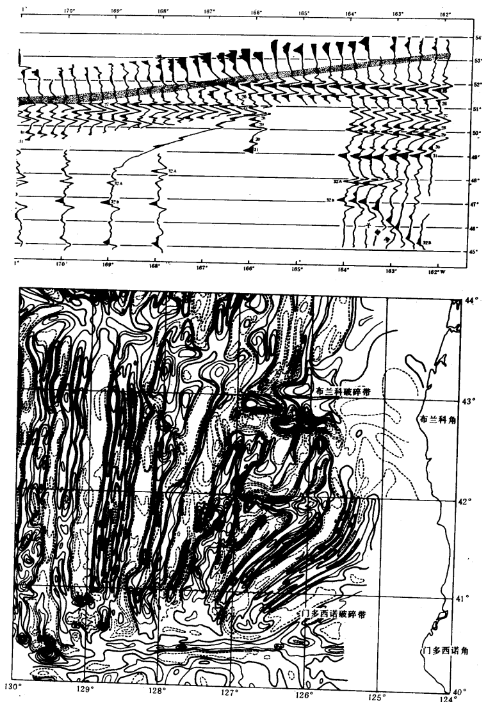


图 2－36 布 科转换断层区域和门多西诺转换断层区域上的总磁异常图。

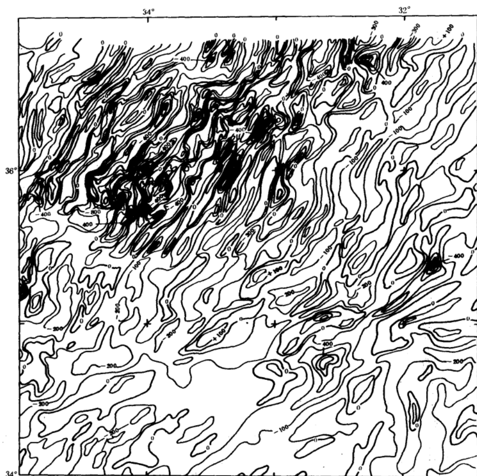


图2－37　北大西洋中海洋学家转换断层区域上的总磁异常图

在地球物理勘探中，所得到的重力值通常是相对重力异常值。这种异常值通常参考的不是海平面，而是某一选定的基准面。在海面上进行的重力测量，给出的就是大地水准面上的重力值。陆地重力测量通常在海平面以上进行。海底重力测量则是在海平面以下进行。为了获得海平面上的重力等效值，这就需对观测结果进行改正。改正的一种方法是：只对测点高度进行改正，从而将观测值校正到海平面上。这种方法等效于用一个恰恰处于海平面以下的可变密度的薄层来代替海平面以上的质量。这样，这种海平面事实上是一个均衡补偿平面。第二种方法是：将海平面以上的质量影响从观测结果中减去(海面以下的情况测相反)，从而根据这些质量不存在这一假定来把重力值改正到海平面

上。因为这些质量确实是存在的，故这种改正是人为的。相应的补偿水平面在地球内部很深。第三种方法是：将海平面以上的质量影响去掉，然后直接在下面的深度上重新引入，从而消除了补偿地形的山脉的“根”。这种相应的均衡补偿深度处在上述两种均衡补偿深度之间，具体的说，它处在上地幔，即接近莫霍界面或向下到达大约100 km的深度上。

这三种基本的改正方法是自由空间改正、布格改正和均衡改正。自由空间改正可以得到自由空间异常；由布格改正可以得到布格异常；由均衡改正可以得到均衡异常。

在需要的情况下，还要对观测重力值进行一些校正，例船上的运动平台的校正，航向航速的校正，地形校正等。为了得到那些常用的重力异常，就要对观测异常值施行标准形式的改正和校正。任何一种重力异常均能表示成下式：

$$\Delta g=(g_{obs}+\sum_{j}\delta_{i}+\sum_{j}tj)-r_{\phi}$$

式中：Δg是异常值，g_{obs}是观测重力值，$\sum_{j}\delta_{i}$是i项改正的和，$\sum_{j}tj$是项校正的和，r_{ϕ}是在纬度ϕ的正常重力值。

一　自由空间改正，自由空间异常

在自由空间改正中，将高度h处的重力观测值改正在海平面上的等效重力值，这种改正基于这样的假定，将地形质量垂直向下移到海平面上，即移到一个可变密度的薄层上，而不是将地形质量移去。因此，这种改正是大地水准面上的重力值和自由空气中高度h的重力值之差。通常应用的自由空间改正的公式是：

$$\delta_{F}=0.3086h\text{(毫伽)}\ (\text{mGal}) \qquad (2-36)$$

式中，h以公尺为单位。对于海平面以上的测点要加上这项改正值，因为在那样的高度上距离地球的中心较远，故重力值比较小。但如果在海平面以下进行重力观测时，例如用海底重力仪观测时，自由空间改正应为：

$$\delta_{F}=-0.3086H\ (\text{mGal})$$

式中，H为以公尺为单位的水深。改正后的重力值应小于原测量值。

相当于自由空间改正，也就可以得到自由空间异常。

对于陆上的重力观测，自由空间异常的计算公式为：$\Delta g_{F}=(g_{obs}+\delta_{F})-r_{\phi}$ (mGal)

$$=g_{obs}+0.3086h-r_{\phi} \qquad (2-37)$$

式中，Δg_{F}为自由空间异常，gobs为观测重力值，h为高度，r_{ϕ}在纬度ϕ处的正常重力值。

对于海底的重力观测，自由空间异常的计算公式为：$\Delta g_F=(g_{obs}+\delta_{F})-r_{\phi}$

$$=g_{obs}-0.3086H-r_{\phi} \qquad (2-38)$$

式中，H为水深，其他各项意义相同。

如果重力的测定是在船上进行的，并且船是在大地水准面上(平均海平面)航行，那么就不需要作自由空间改正。实际上由于受气压或海流等影响，海面与大地水准面是不同的，但其变化不大，从现在海上测定的精度来看，不考虑这项改正也没关系。因此，海上重力测量时，作了校正的观测值与正常重力值之差就是自由空间异常。

自由空间异常是最简单形式的重力异常，这是因为无论是对海平面以上的岩石还是对海平面以下的岩石密度都没有作什么假定，但这种异常同样是有意义的，这是因为一个区域上的平均自由空间异常值，近似等于均衡值。在那些近乎处于均衡平衡的地区，这正是我们所期望的。应当说明的是，自由空间异常不能唯一地对应地下构造，它只能反映出一个地区的质量剩余或质量不足而已。这说明在地下某深度面上压力是不一样的，而且可以认为大范围的压力必然能传递到十分深的地方。假使地壳并不那么坚固，在地壳均衡异常的平均值以上，即大范围呈自由空间异常为正的地区就要考虑支持剩余质量的力。而且大范围内自由空间异常为负的时候就要考虑把要上浮的质量向下拉的力，这样一来，自由空间异常就与作用于地壳下部的力结合起来。自由空间异常的主要缺点是受地形的影响大。

二 布格改正，布格异常

测点高度和基准面(通常是海平面)之间的质量引力使重力值增大。由这种质量产生的引力的垂直分量就是布格改正值。从观测重力值中减去这个值就可以把重力值改正到海平面上。

对于海上或海底的重力观测，其布格改正并不完全和陆上的布格改正相同。海上重力测量的布格改正就是认为构成地壳的平均密度为2.67 g／cm³的物质置换密度为1.03 g／cm³的海水所产生的引力的垂直分量。这一改正值也使得观测重力值增大。当然海底重力测量时，其布格改正也是以构成地壳的平均密度为2.67 g／cm³的物质置换密度为1.03 g／cm³的海水所产生的引力的垂直分量，不过还应考虑由水深引起的自由空间改正。

(一) 布格改正

$$\delta_{BS}=2\pi G\rho h$$

$$=0.0419\rho h \qquad (2-39)$$

上式是根据一无限水平质量板的影响求得的。G为引力常数，ρ为假设的岩石平均密度，h为高度。

(二) 布格异常

对于陆上重力测量，布格异常是由下式定义的：

$$\Delta g_{bs}=(g_{obs}+\delta_F-\delta_{BS})-r_{\phi}$$

$$=[g_{obs}+(0.3086-0.0149\rho)h]-r_{\phi} \qquad (2-40)$$

对于海底重力测量，布格异常应按下式计算：

$$\Delta g_{bs}=g_{obs}+(\delta_F+\delta_{BS})-r_4$$

$$=g_{obs}+[-0.3086+0.0419(\sigma-1.03)]H-r_{\phi} \qquad (2-41)$$

式中σ为假设的海洋地壳的平均密度，一般可取作2.67 g／cm³。

对于海上重力测量，布格异常即按下列计算：

$$\Delta g_{bs}=g_{obs}+\delta_{BS}-r_{\phi}$$

$$=g_{obs}+0.0419(0-1.03)H-r_{\phi} \qquad (2-42)$$

以上所得的布格异常是观测重力值通过对测点的高度作改正并消除掉海平面以上的质量影响，或填加了海平面以下的质量影响而被改正到海平面上，消除的海平面以上质

量或填加的海平面以下质量是由一个一定密度，厚度等于测点高度或水深的无限水平板构成的。对局部地势的变化没有考虑，而也未校正。这样的异常称简单布格异常。如果我们假定海平面以上的质量或填加的海平面以下的质量是由一上表面或下表面为周围地形或海底地形的无限水平板构成的，也就是这种布格异常包括了地形变化，那么这种布格异常称为完全布格异常。

简单布格异常快速地粗糙地确定出海面上的异常值(假定海面以上不存在质量)。显然这种异常不能很好的表示出大地水准面相对于参考椭球面的偏差情况。然而，因为它已经以一均匀层消除了中间层的引力影响，所以可用来确定局部的埋藏地质体。

简单布格异常一般在比较高的陆地上有大的负值，而在大洋上有大的正值。这是因为：其一，这种异常除掉了实际上由地形质量产生的引力，或者包括了用岩石充填海洋的人为影响；其二，地形质量和大洋区域在深处补偿了。

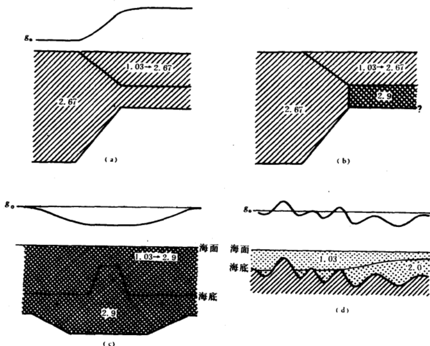


图2—38 (a)根据布格异常确定莫氏界面的起伏情况，(b)根据布格异常不能确定莫氏界面的情况，(c)求海山的地下构造情况，(d)求沉积层以下的基底的起伏情况

(三)根据不同情况灵活的分析布格异常

在求得布格异常的改正中最不容易恰当确定的大概是有关地壳密度的假定了，显然地壳密度随地区而不同，在各个不同地方都同样假定某一密度值，比如2.67 g/cm^3来

进行校正这显然是不合理的。所以，首先应当根据研究区域假定一合理的密度值。在运用布格异常进行地质解释时，也应注意到异常解释的多解性。在多数情况下根据布格异常所能解释的也仅仅是地下构造的轮廓而已。

地下构造如果象图2—38中(a)那样简单，布格异常所表示的就将是莫氏面的深度的不同了。正如所知道的那样，若大陆地壳的平均密度为2.67 g／cm³,海底地壳的平均密度为2.9 g／cm³,地下构造如图2—39(b)那样时，仅仅根据布格异常来求莫氏面深度那就比较困难了。因为它已经变成为根据重力求两层构造的问题了。(c)中，用密度2.9 g／cm³计算布格异常来求海山的地下构造。对于象水平面上规模较小的局部问题(d)，在求海底沉积物厚度时，可以通过用沉积物的密度1.9—2.0 g／cm³求布格异常来了解基底的起伏情况。

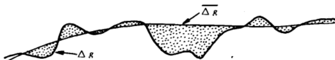


图2—39 重力的观测异常Δg,假定的区域异常$\Delta\overline{g}$和剩余异常$\Delta g-\Delta\overline{g}$示意图

三 区域异常和剩余异常

因为在一个给定的范围内，所有的异常质量产生的是一个合成的重力异常，所以有时希望能把区域构造引起的引力和局部构造或地质体引起的引力区分开来。这就可以把观测异常(图2—40)分为一个区域异常和一个剩余异常。区域异常通常在分析中表示质量影响很小或没有影响，剩余异常假定是由有意义的构造或地质体产生。在着眼研究大范围的区域异常时，区域异常就变得有意义了，而这时的剩余异常就被看作干扰背景。剩余异常Δg_{res}定义为：

$$\Delta g_{res}=\Delta g_{obs}-\Delta\overline{g}$$

式中Δg_{obs}是总的观测异常，$\Delta\overline{g}$是区域异常值。通常，区域异常包括某一任意深度以下所有质量影响，而剩余异常表示较浅的质量影响。在所有深度上的质量都有意义的地方，如地壳和地壳以下结构的分析中，采用总异常，而区域异常趋于零。然而，我们通常所关心的构造是在上地壳，特别是在对有经济意义的矿床的地球物理勘探中和在特定的大规模的地形特征(如沉积盆地和主要断层)的研究中确是如此。于是，目的在于应用区域值最大限度地消除不希望的更深的质量影响。

根据剩余异常定量地分析构造，显然要求剩余异常并没有由于其他质量影响而发生畸变。实际上，通常要想分离出由特定的构造产生的异常是相当困难的，更为一般的情况是，剩余异常提供特定构造影响的粗略估计。

剩余异常通常从布格异常得到，布格异常近乎与地形无关，而且经常是在足够短的测站间距时得到，以显示出浅部构造所产生的变化。自由空间异常明显地与地形影响有关，所以一般不用其求得剩余异常。

区域异常通常是观测异常场的光滑平均，因此它表示深部异常体。实际上，可以把区域异常看作是某个深度以下的构造组成的模型产生的引力。或许区域异常的最简单类型是由画一任意通过总布格场的平滑表面得到的(图2—39)。这也就是说，区域异常的构绘经常是极为任意的。为了提供某种客观性，有人提出确定区域异常$\Delta\bar{g}$的方法，即在一特殊的圆或格网上对周围观测异常值作算术平均。也还有一些别的确定区域场值的方法。

固然根据数字计算所得到的区域异常是客观的，但数学上建立的区域异常，一般来说不太灵活，而这些灵活性在区分大的和深的构造及区分小的和浅的构造是需要的。

第八节　海洋重力异常特征

一　海脊、海沟上的重力异常

(一)海脊重力异常

已有很多穿越海脊的重力测量资料。这些重力测线虽因局部条件不同而有差异，但

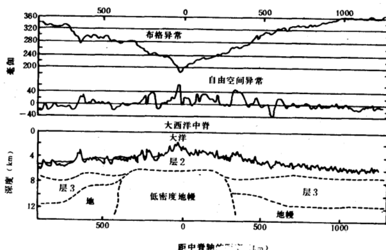


图2—40　穿过大西洋中央海脊的重力异常和用地震确定的深部结构。图的左端近36°N,49°W,图的右端近25°N,29°W.图中的布格异常用二维方法并取基岩密度为2.60 g/cm³计算的。层2是基岩，速度为4.5～5.8 km/s;层3是底部地壳，速度为6.5～7.0 km/s;地幔岩的速度除海脊轴下面较低外，一般取7.9～8.4 km/s

它们却有着相类似的形状。图2－40表示穿过北大西洋中央海脊的一个相当典型的自由空间异常剖面，并给出相应的海洋深度分布和假设的地壳结构剖面。图2－41表示穿越东太平洋海隆时的一条典型测线，此测线与上述测线类似。图2－42的上图是华盛顿和俄勒冈西海岸穿过胡安德富卡海脊的测线。该图也给出了海洋深度和地壳剖面，并附有地震折射结果。作为胡安德富卡海脊南端的戈达海脊，其自由空间异常图示于图2－51的东北部。图2－43详细地绘出北纬45°穿过大西洋中央海脊的自由空间异常图。这里与海洋深度起付不大的胡安德富卡海脊相反，在戈达海脊和大西洋中脊有着两侧脊峰相当高的海脊中谷。自由空间异常在穿过海脊中谷时是负值。而在其侧翼的海脊上自由空间异常值为正值，这与地形特征是吻合的。

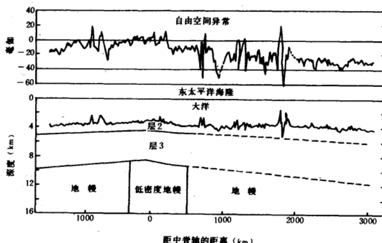


图2－41　穿过东太平洋海隆的自由空间异常图。图的左端近16°S,138°W,图的左端近12°S,77°W 大洋层2和层3的描述见图2－40,这些界限的确定也是根据相应的地震资料

穿过中央海脊的自由空间异常平均值，要比邻近海底大20～30 mGal。其特点是：异常几乎与海脊的高度无关。在典型的高地形海脊体系上，接近于零的自由空间异常值，意味着海脊几乎处于均衡平衡状态，为此需要在海脊底下补偿低密度物质(质量亏损)。

在海脊脊峰附近，海洋深度最小(通常是2－3 km)，这里地壳最薄，莫霍界面的深度一般是7 km左右。沿海脊的补偿必定主要出现在上地幔顶部，这需要在海脊下面有相当低的地幔密度。然而，我们不知道这些低密度体的精确形状。有人指出，沿中大西洋海脊的脊峰，至少有一部分地区的情况是：直接在海脊中谷底下莫霍界面以下的地震波速度相当低；然而，在海脊中谷之外的莫霍界面以下的地震波速度则有典型的数值(约8.1 km／s)。虽然莫霍界面以下的物质速度，仅仅在中谷底下才是低的，但为了对观测的自由空间异常进行解释，穿越纵然不是全部海脊也是大部分海脊，物质相当清楚地有着低密度。具有典型速度但为低密度的物质，与有人提出的海脊热模式是一致的，在

重力异常（毫伽）

深度（km）

观测异常

○ ○ ○ ○计算异常

— 地震折射线（依据Shor 等人，1968）

各层密度CM/cm³

0 50 100 km

水平比例尺

图 2—42 沿北纬 44°45′自俄勒冈向西至胡安德富卡海脊的地壳及地壳以下结构剖面．该剖面与地震折射深度结果（短实线）和观测到的自由空气异常资料一致．虚线表可信程度差的界面．

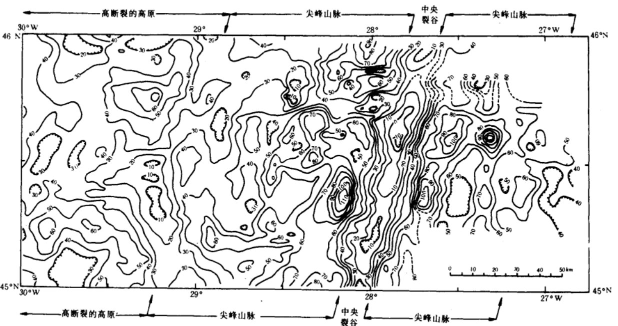


图 2—43 部分大西洋中央海脊的自由空气异常图．负异常的侧翼为相应于海脊相邻的悬崖的正异常．

该模式里，沿着海脊体系的两侧，高度随年龄的增加而减小。

(二)海沟重力异常

已有许多穿越海沟的重力测量剖面，它们都显示出类似的异常特征。海沟异常的特征是：在海沟轴上有大幅度的负异常，而在朝向陆地的岛弧上是正异常。当把这些测线相对于海沟轴重迭起来时，都显示出类似的负异常特征，异常的最小值出现在海沟轴附近，其值在－200至－350 mGal之间；异常的最大正异常出现在邻近的火山岛弧上面，其值可达＋300 mGal或许更大一些。毫无疑问，这些异常是由相同类型的构造特征产生的。

图2－44给出了两条有代表性的海沟重力异常测量结果。自由空间异常幅度的最小值位于海沟轴附近；第二个低值出现在海沟朝向陆地的侧壁上。塔尔沃尼(Talwani)理论上用岩石($\rho=2.60\ g/cm^3$)把5公里深度以下的海沟及其邻近海洋填充，与此类似，在朝向海洋的内壁上(如图2－44)把深度小于5 km的岩石除掉，试图把自由空间异常中的地形影响与构造影响分开。所计算的异常结果基本上与地形影响无关，他们把这种异常称为5 km异常，图2－44表明，5 km异常的最小值直接位于海沟内壁上面，其位置从自由空间异常的最小值向岛弧移动约10～50 km。5 km异常还表明，在朝向陆地的海沟侧壁下面有物质亏损。然而，这从自由空间异常上不是显而易见的。5 km异常相对于自由空间异常的最小值位置的偏移，可能是由于很厚的低密度沉积物产生的；也可能是海沟轴附近俯冲板块向下弯曲其上部的低密度物质所引起；或许两者兼而有之。

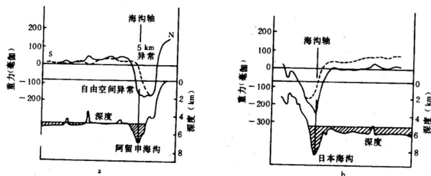


图2－44　海沟的自由空间异常(实线)剖面和相关的海洋深度变化，以及相对应的5公里异常剖面(虚线)和5公里深度以下被充填的海洋深度变化。图中：a,沿着阿留申群岛的阿留申海沟；b,沿着日本群岛以东的日本海沟

海沟异常的另一特征是，在朝向海洋的海沟壁上具有长波正异常。图2－44给出了典型的异常剖面，波长为几百公里，幅度约达50 mGal,大于临近的深海平原的值。根据卫星观测所得的自由空间异常图表明，其正异常与环太平洋的海沟轴带有关。这些异常之所以为正，是因为海沟轴两侧正幅度异常的合成影响结果大于沿海沟的短波大幅度

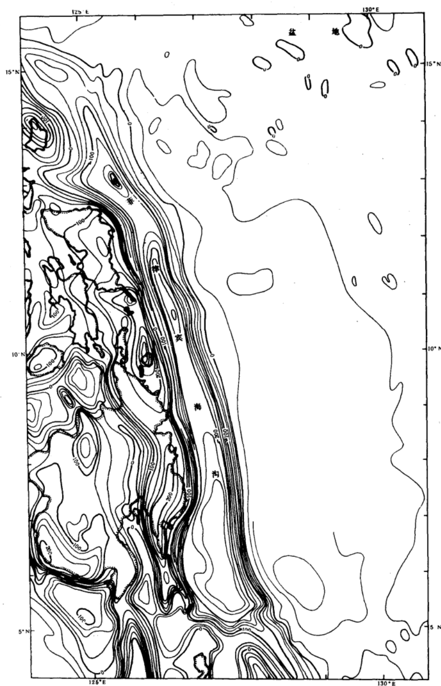


图 2—45 西太平洋菲律宾岛弧．——海沟系列的自由空气异常图．

负异常的影响结果。

图2－45是菲律宾岛弧－海沟体系的自由空间异常图。该图是菲律宾海大幅重力全图的一部分。菲律宾岛弧－海沟体系，是自日本南部到菲律宾群岛南部的向西南延伸的整个体系的一部分。该图表明，有几个大的异常条带。最显著的异常条带是海沟上的大幅负异常线性排列，其最小值可达－250 mGal。而大的正异常遍及全岛，这里布格异常达＋300 mGal。在水深相对浅的岛屿之间，正异常一般是连续的，而在岛屿之间变深的地方，异常一般是强负值。

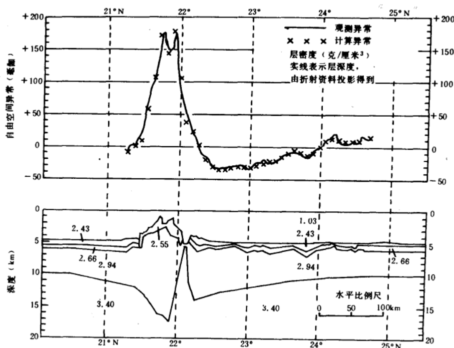


图2－46 穿过夏威夷群岛的自由空间异常剖面地壳－壳下假设结构断面（沿161°W）。此剖面与观测到的自由空气异常一致

在海沟的东部，观测到海沟朝向海洋一侧所特有的长波低振幅正异常条带，它的典型值为＋50 mGal（最大值为＋95 mGal）

二 群岛和海山上的重力异常

夏威夷群岛提供了一个在岩石圈板块内部并与岩石圈弯曲有关的巨大二维地形负荷的极好例子。

图2－46是一个沿着西径161°穿过夏威夷群岛的地壳——地壳以下剖面。该剖面是根据折射资料沿岛弧走向向东南方向投影制成。剖面与自由空间异常资料和地震控制资

料相一致。该图表明，海脊下面的莫霍界面深度为18 km,这与肖尔(Shor)在沿群岛的不同位置上所获得的深度相一致。重力剖面表明，在海脊北面的地形深沟底下存在着质量过剩，这种质量可以各种形状表现出来。过剩质量的量很大，足以与几乎延伸到地面的地幔等效。这里为了显示出质量的大小，而不是显示出穿过深沟的真实结构，该图表示出到达大洋底部的地幔。

夏威夷地区重力异常条带的结果表明一种岩石圈的弯曲，这是由于玄武岩的喷出而沿海脊存在负荷的缘故。瓦茨和科克伦(Watts& eochron)研究了该区的弯曲情况，并认为岩石圈对负荷的反应基本上象是一个刚性板体。他们进一步指出，岩石圈垂向移动约6 km(图2—47)。

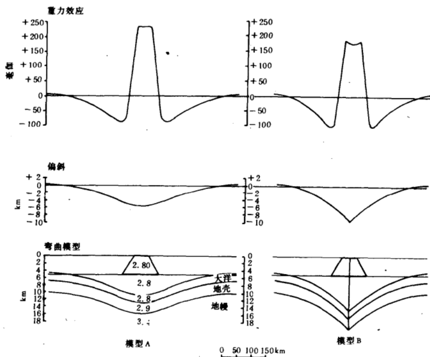


图2—47 穿过夏威夷群岛岩石圈垂向(弯曲)模型。连接界面的弹性薄层(左)，两个向下变曲间断界面的弹性薄层(右)

夏威夷海脊上的自由空间异常表明，巨大的地形负荷已产生了岩石圈弯曲，而这种弯曲并非是简单地垂直补偿。海脊和相邻的构造，以及与此相应的自由空间异常是在岩石圈内部有着地形负荷特征。这些构造和异常是明显地不同于沿岛弧区的构造和异常，在岛弧区域板块俯冲进入地幔。

图2—48是一由东向西穿越Crusier海山的连续重力剖面及计算异常和地壳结构断面。在海山上和海山附近也有一些地震资料，这些地震资料提供了对断面上部的控制。用二维的方法对莫霍界面的变化进行了计算。显然莫霍界面的变化对于重力异常的解释是需

要的。由于该海山并非是一个完好的二维形状，因此断面图也只表示莫霍界面起伏的大致估计。

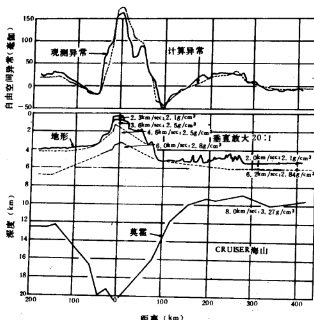


图2－48　所计算的用于拟合地震和观测资料的穿过CKUISEK　海山的地壳断面

三　大陆边缘区的重力异常

大陆边缘处于或接近于大陆地壳与海洋地壳的过渡带上。大部分这样的地区通常处于均衡平衡状态。但是，过渡带具有两种类型的地壳的共同影响即所谓的边缘效应，这使得靠近大陆边缘出现重力高值，而沿大陆斜坡的基部上出现重力低值。如图2－50(a)所示(根据二维计算结果)，对于大陆下面莫霍界面的倾斜做大范围变化，虽然随着倾斜的降低，重力幅度减小，峰值间距离增加，但其极大和极小幅度接近于对称。在实际的观测中，通常观测到正值的幅度小于负值的幅度，看来这可能由于在大陆斜坡或大陆架上有很厚的沉积物所引起的，如图2－49(b)所示。

Worzed和Shurbet根据重力和地震资料得出了多条穿越美国东北海岸的大陆边缘断面，地壳和地幔界限是在以下的假设下计算出的：①水的密度1.03；②沉积层的平均密度2.30；③地壳层的平均密度2.84；④地幔平均密度3.27.图2－50给出了所遇到的一些断面中的一条。

根据该图，可以得出：大陆的真正边缘发生在大约550 m的水深线处；最大的沉积厚度发生在大陆斜坡的基部；主要来自大陆的沉积作用一定修饰了代表中间阶段的断面结构；所有这些断面都接近处于均衡平衡；莫霍不连续面在徒度上变化相当大，也就是大陆地壳厚度变化为大洋地壳厚度仅在200 km以内。

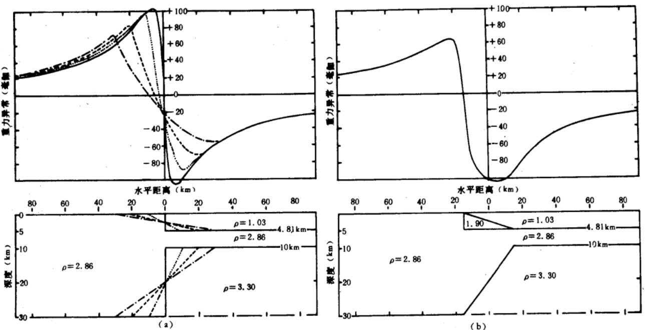


图 2—49 (a)穿越大陆边缘的假设地壳结构剖面和相应的计算所得的二维重力异常。令莫氏界面斜率作大范围的变化，虽然斜率小时幅度亦小，但正负幅度接近对称。

(b)大陆边缘和陆波处具有较厚的沉积物，沉积对异常的影响是减小正幅度，加大负幅度。

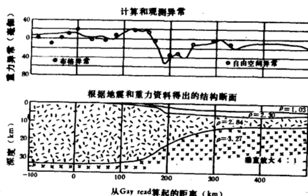


图2—50　对于美国东海岸根据地震和重力资料所计算的典型的大陆边缘断面图

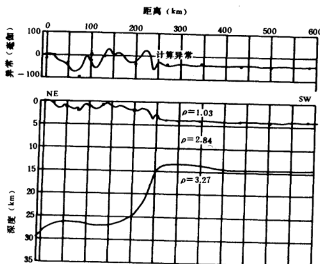


图2—51　加利福尼亚·圣地亚哥附近，穿过大陆边缘的地壳断面

图2—51示出沿美国西海岸靠近圣地亚哥的一个近似地壳断面。众所周知，该区有很多具有沉积物填充的盆地，可是再一次人们看到地幔在大陆边缘突然变浅，这也发生在距海岸线200 km的水深约550 m的地方。

图2—52表示美国西海岸部分海洋中，沿着大陆边缘和邻近深海平原穿过破碎带的

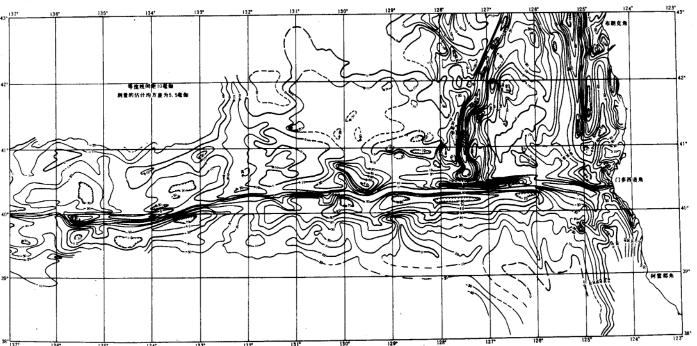


图 2－52 门多西诺海崖和戈达海脊的自由空气异常图，门多西诺海崖是自加利弗尼亚的门多西诺角向西，戈达海脊是自门多西诺海岸的西径 127°30′

自由空间异常图。这些图表明，在海洋与大陆的过渡带上自由空间异常具有线性排列特征，在大陆斜坡上出现陡峭的重力梯度，沿大陆斜坡基部通常有负异常，其幅度比陆架边缘的正异常幅度要大。此外从图上亦看出，深海平原上的异常幅度比较小，这表明它们基本上处于均衡平衡状态。

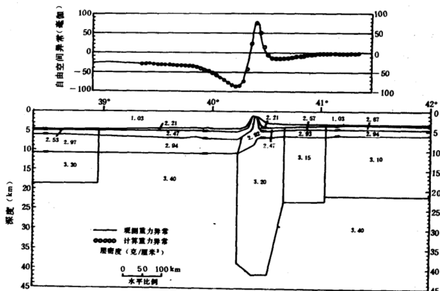


图2—53　沿西经127°30′穿过西诺海崖和戈达海脊的地壳—壳下结构剖面。该剖面与地震折射深度(图中短实线)和自由空间异常资料一致(俄勒冈州立大学)。

戈达海脊是胡安德富卡向南延伸的一错断部分，这一错断是沿着北西走向的布兰科转换断层或破碎带。穿过戈达海脊的自由空间异常值在海脊中谷处约为－30 mGal,在侧翼海脊约为＋40 mGal,平均值近似为零。

图2－52中的门德西诺(Mendocino)破碎带呈东西向延伸，沿着它的北面为正异常，沿着它的南面为负异常。这些异常值是由于沿着破碎带并接的地壳剖面的边缘效应引起的。东西向的地形上的海脊(门德西诺海脊)附近，重力梯度最大，这里处在终止于破碎带上的戈达海脊的南端。图2－53表示沿着西径127°30′的剖面，该剖面穿过门德西诺破碎带，与重力异常和观测到的折射资料结果相一致。该剖面采用二维数值计算方法，先算出每一层的引力，而后对各层相加，采用内夫——德雷克(Nafe－Drake)的速度～密度经验公式，根据地震波的速度确定地壳每层的密度，由图看出，在破碎带以北的戈达海脊下面地壳是薄的。如果假定海脊下面正常的地幔密度为3.3～3.4 g／cm³,则自由空间异常约为＋150 mGal,而不是观测到的接近于零的数值，因此，这就需要壳下物质的密度比较低。

主要参考文献

〔1〕 渡部晖彦等，1980,海洋地球物理．科学出版社．

〔2〕 塔林，D.H,1978,古地磁学原理和应用．科学出版社．

〔3〕 徐世浙，1982,古地磁学概论．地震出版社．

〔4〕 谭承泽等，1983,磁法勘探教程．地质出版社．

〔5〕 中国地质科学院，1984,古地磁学讲义．

〔6〕 吴铭先，1984,海山磁性的模型计算．海洋与湖沼，Vol15,N01.

〔7〕 徐世浙，吴铭先，1987,海山磁性的反演．海洋学报，Vol9,N05.

〔8〕 Dehlinger,p,1978,marine gravity. Elsevier Oceanography Series22. Elsevier Publishing Company.

〔9〕 Iring,E,1964,Paleomagnetism and it opplicafon to geological and geophysical problem. Wiley,New York.

〔10〕 Mason,R,G and Kaff,A.D,1961,Magnetic Survey off the west. Coost of North America,32°N to 42°N. Bull. Geol. Soc. Am • 72 • 1259—1266.

〔11〕 McElhinny,M,W,1973,Palaeomagnetism and Plate tectonics,Cambridge u iiversity press,loı lon.

〔12〕 Vocquier,V,1972,Geomagnetism in marine geology. Elsevier Oceanography Series6,Elsevier publishing company.

〔13〕 Wu Mingxian,P,J,C,Pyall,1986,A magnetic survey of Explorer Seamounf—recenf spreading at Explorer trench. C. J. Ocean. & limno. VOL4,NO2.

〔14〕 Wu Mingxian,1988,The Characteristics of magnetic anomaly over Transform fault zone. C. J. Ocean. & Limno. VOL6,NO1.

（吴铭先）

第三章　海洋岩石圈

在地球软流圈柔软而塑性的带上，覆盖着一层坚硬的外壳——岩石圈，这种概念在地质学中由来已久。但现在所沿用的“岩石圈”和“软流圈”的术语是由J. Barrell(1914)引进的，已得到较新证据的有力支持。岩石圈可用它的地震学、力学和热动力学性质来下不同的定义。在地震学意义上，岩石圈是指上地幔低速层以上的物质；在构造上，它被定义为板块运动时参于移动的外部圈层；在流变学意义上，岩石圈可以看作是某一深度以上的物质，在该深度之下，由于热作用，由蠕变强度和有效粘度控制的塑性特点已变得至关重要。总之，岩石圈是指固体地球最上面的层圈，包括地壳和地幔最上部，具有较高的刚性和弹性，地壳与地幔间的M面夹在岩石圈内部(图3－1)。岩石圈厚度(底界深度)随着所采用的定义而变更，但通常认为其范围从大洋中脊之下接近于零或只几公里，直到大陆年轻造山带超过150 km.连续的地震活动带把岩石圈分割为大小不同的许多板状块体，即现在所说的岩石圈板块。

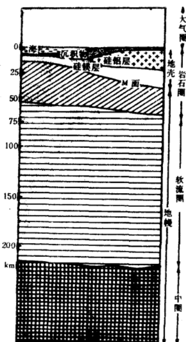


图3－1　岩石圈、软流圈与地壳、地幔(据C. D. Ollier, 1981)

第一节　地壳结构

地壳是构成岩石圈的最上部分。地壳的最初函义包含有内软外坚的概念，或指那些发生在地表之上或其附近的岩石。1955年以后，地壳才被专门限定于那些发生在M面以上的岩石物质。地壳厚度变化很大，最小不足5 km,最大可达70余公里，平均厚度约15 km.地壳是一个不均匀的圈层，在水平和垂直方向上都有很大变化，根据其结构、物质组成和厚度的差异，可分为大陆性地壳和海洋性地壳两大类。

一、标准洋壳结构

对于洋底地壳的研究，主要用地震探测法，特别是深地震探测法。50年代以来深地震探测确认了洋壳很薄并具有三层结构这一事实。

第一层为沉积层，速度与厚度的区域性差别相当大，地震纵波速度(V_p)为1.5～3.0 km／s，厚度0～2 km，平均厚度约0.5 km；主要有陆源、生物成因、自生和火山物质组成。沉积厚度通常在大洋中脊轴部缺失或极薄，随远离中脊而逐渐增厚，洋盆边缘最厚可达2 km。

第二层为基底层，亦叫火山岩层，是以玄武岩为主，并夹有固结沉积岩的混合层，V_p多为4.5～5.5 km／s。该层表面极不平坦，厚度变化较大，平均约1.5 km。层2上部为低钾拉斑玄武岩(即大洋拉斑玄武岩)，主要是夹杂有深海沉积物的枕状熔岩及玻璃质碎屑岩。越往下沉积夹层越少，以至消失。该层下部还有呈岩脉或岩床形式产出的辉绿岩，底部为席状岩墙群。

第三层为大洋层，是海洋型地壳的主体。V_p为6.7～7.0 km／s，由此推测不大可能由玄武岩组成，很可能是辉长岩、角闪岩及蛇纹石化橄榄岩等。其厚度也有变化，平均厚约4.9 km。

M面以下的平均Vp为8.0 km／s，变化在7.7～8.3 km／s之间，也叫第四层，即地幔最上部。一般认为海底之下的地幔组分相同，但其上部速度波动很大，可能是由于地幔速度的各向异性(地震波传播方向不同而产生的速度差异性)所致。

G. G. Shore 等(1970)根据美国斯克里普斯海洋研究所在太平洋的观测结果，求出了洋底标准地壳结构(表3－1)，与以前研究的同类结论极为相似。但是，自从声纳浮标广泛应用以来，越来越多的证据认为，层2分为两个亚层或三个亚层，(2A和2B或2A、2B、和2C)，层3分为两个亚层(3A和3B)更为合适。图3－2概略地表示各种标准洋壳结构模式。

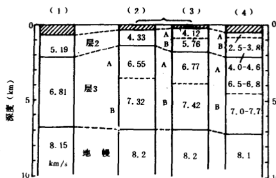


图3－2　各种标准洋壳结构模式：(1) G. G. Shore等(1970)，(2)和(3) G. P. Woollard(1975)，(4) C. G. Peterson等(1974)，斜线部分为层1(沉积层)，图中数字为V_p(km／s)。

二、洋底地壳结构的侧向变化

所谓标准洋壳结构主要指大洋盆地的地壳结构，不同洋区及同一洋区中不同的构造

表3－1　海洋底标准地壳结构

	V_p (km／s)	厚度(km)
第一层	2.20±0.31	0.66±0.90
第二层	5.19±0.64	1.49±0.98
第三层	6.81±0.16	4.62±1.30
地幔层	8.15±0.30	——

(据G.G.Shore等，1970)

单元，地壳结构都有明显的变化。

Гуревич等(1987)根据太平洋700多处深地震探测资料得出，层1 V_p为1.7～2.0 km／s,平均厚度只有0.2～0.3 km；层2 V_p为2.5～6.0 km／s,平均厚度1～2 km；层3 V_p为6.5～7.7 km／s,厚4～5 km。第二层又分为2A(V_p=2.5～3.8 km／s,2B(4.0～6.0 km／s)和2C(5.8～6.2 km／s)三个亚层；层3分为3A(6.5～6.8 km／s)和3B(7.0～7.7 km／s)两个亚层。3B的底板层是M面，其V_p可达8.1～8.2 km／s。

深海钻探第83航次504B钻孔穿入第二层1000余米，揭示了构造特征各异的三层玄武岩，自上而下分别是：①枕状玄武岩；②枕状玄武岩、玄武岩流和岩脉的互层；③块状玄武岩和岩脉。地震探测发现了钻孔剖面中的2A、2B、和2C亚层。地震界面相对于玄武岩构造层的界面位移约100 m。看来，地震参数既取决于岩石的原始成分，也取决于其随后的变化。504B孔的数据证实了大洋玄武岩波速的增加是由于岩石孔隙和裂隙随深度增加逐渐被低温次生矿物所充填而发生的。在大洋中，层2A分布局限，产生于中脊轴部、海山或火山成因的隆起高地。

关于第三层的组分，是以地震探测结果和所采样品弹性波传播速度的实验室测量结果为依据推测的。综合各研究人员的资料，层3A由变粗玄岩或上地幔的蛇纹岩化超基性岩组成；层3B可能由辉长岩或辉长岩和蛇纹岩，或上地幔的蛇纹岩化超基性岩组成。

大洋中脊处的地壳结构与标准洋壳结构存在着明显差别，不仅厚度显著减小(轴部2 km或更小)，还在轴部年轻洋壳的地震速度剖面上发现了低速洋壳层和异常的壳幔混合层。低速洋壳层V_p约为5.0 km／s,顶面埋深从海底之下数百米至2.0～4.0 km。该层低速度与中脊轴部之下岩浆房局部熔融的高温岩石有关，低速洋壳层一般产出于年龄小于1.5Ma的洋底之下。“壳幔混合层”的V_p为7.2～7.8 km／s,因其高于洋壳底层而低于上地幔的波速度，故称为异常上地幔。出现异常上地幔的中脊底下，M面不甚清楚，Pn速度(M面处沿地幔顶部传播的纵波，称Pn波)一般为7.9～8.1 km／s,$P_n \leqslant 7.8$ km／s的上地幔低速层便是异常上地幔。

根据V.Dietrich等人(1981)提出的大洋中脊模式(图3－3)，洋中脊由扩张中心喷出的玄武岩质火山岩套组成，是洋壳层2的组成部分。在100—200 m深的洋壳上部，夹有深海沉积层的枕状熔岩、枕状角砾岩和玻璃质碎屑岩在数量上大大超过较大的块状岩流。再往下进入深达2 km左右的层2时，开始出现大量玄武岩、辉绿岩床和岩墙，至底部可变成席状岩墙。在层2岩石中，风化作用、热液活动和海洋变质作用随地壳深度的加大而增强。在层2底部，洋壳变质作用可达到绿片岩相和绿帘石角闪岩相的条件(温度约350

℃）。洋中脊的深成对应部分可构成洋壳第三地震层，层3A可能是由标准辉长岩类构成，而大部分标准辉长岩又是由富钛的铁辉长岩组成。由于洋壳中的热水活动，辉长岩带已变质成低级角闪石相矿物组合。层3B似乎是由镁铁质堆积岩组成，代表大洋中脊玄武岩分离作用过程的残留部分。

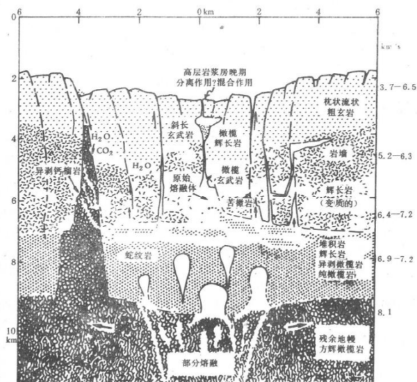


图3—3　大洋中脊模式(据V. Dietrich,1981)

大洋中脊系的地壳结构在各地段也有不同的表现。如大西洋中脊的某些地段，轴部一般缺失层3，层2直接上覆于异常地幔之上。有的地方层2虽较厚，但因完全缺失层3，整个地壳厚度明显减薄。东太平洋海隆及其它一些中脊地段。虽有层3覆于异常地幔之上，但由于层3较薄和层1(沉积层)的缺失或极薄，故整个地壳厚度还是比较小。

转换断层处的地壳在其构造组成中，可划分V_p为3.9～5.0 km／s，厚2 km的层2A，直接覆于V_p为7.6～7.8 km／s、密度较小的地幔岩上，其中缺失层2B、2C和层3。不过，它只局限于沿转换断层走向狭窄(约10 km)地带。在该带外，重新出现层3。转换断层处的异常地壳基本上是受强烈破碎和热液蚀变的玄武岩、辉长岩类以及由各种大洋辉长岩

类形成的角闪岩组成的薄层(1—3 km)。在某些地方，下伏地幔的超基性岩遭受强烈蛇纹石化。异常地壳的成因与局部侵入体沿大量断裂侵入，并伴有一些地壳板片的水平位移有关。这种情况在20°S横切大西洋中脊的转换断层带表现得最明显。

在深海盆地的无震海岭和火山分布区，发育着次大洋型地壳。沉积层下，层2显著增厚(9～10 km)，层3厚者达10～12 km,总厚度可超过20 km,一般M面向下突入地幔，形成山根。这类火山性海岭完整的地壳剖面与洋盆地壳结构没有根本区别，其弹性也类似于标准洋壳。剖面下层与层3类似，中间层类似层2B和2C,由火山产物堆积起来的上层，与层2A有所区别，火山岩是从拉班玄武岩到碱性玄武岩的各种类型的玄武岩。地壳总厚度可达13～20 km,与洋底隆起的海台或海底高原类似。在物理场上表现为强度达+200 mGal的自由空间重力异常及高热流，而且相应地存在明显的失衡现象，M面上弹性波速度偏低。这些特点反映火山性海岭形成于大洋板块内部的热地幔柱涌升区。

在一些洋底隆起区，如海底高原或海台，其完整的地壳剖面如表3－2所示，不但地壳厚度大，而且在有些海台或海隆区的地震学和岩石学资料方面还显示大陆地壳所特有的花岗岩质层，它们可能是大陆破裂、分离漂移过程中遗留下来的碎块，一般称为微大陆。其地壳厚度大于正常洋壳，但小于正常陆壳。

在有岛弧发育的地区，地壳虽然具有沉积层和花岗玄武岩层，但厚度上只有19～30km，局部地区甚至缺失硅铝层，可称为过渡型地壳。

表3－2　洋底海台或隆起区最完整的地壳剖面

层序		Vp(km／s)	厚度(km)	典型地区
层1(沉积层)		1.8～2.3	——	马尼希基海台
层2	A	3.5～4.7	2～6	
	B	4.67～5.8	至	沙茨基海隆、斐济海台、马尔代夫海台等
	C	5.7～6.1	8—11	谢尔绍夫海台、马尼希基海台等。
层3	A	6.1～7.0	12—15	斐济海台、马尔代夫海台等
	B	6.9～7.6	至 19—30	沙茨基海隆、法罗海台等

据Л. Э. Левин等(1987)资料重编

三、洋壳与陆壳的基本区别

洋壳主要由玄武岩质及超镁铁岩石组成，而陆壳则以巨厚花岗岩质层为特点。对洋壳和陆壳岩石标本的化学分析表明，陆壳比洋壳多Si、K、少Fe、Mg和Ca(表3－3)。如SiO_2的含量，洋壳不足50％,而陆壳在60％以上；再如K_2O的含量，洋壳仅为陆壳的1／7.故在地球化学特性上，洋壳比陆壳低硅、碱，高铁、镁。

Пейве等(1982)根据野外地质观察资料提出，大陆壳层是由大洋壳层的扭曲和构造位错的岩石组成。它们受到不同程度迭加的化学改造，物理和化学蜕变作用以及从绿片岩到粒变岩或榴辉岩相的进化型(常常是多次)变质作用。岩体大部分由花岗岩和闪长岩成分组成，其中大多数因进化型变质而成，部分为变质分异而成。也有在构造混合地区，即在高热地幔热导作用区内，物质重新活动而成。许多研究确定，所有这些物质以及覆

盖它们的火山沉积岩的密度低于上地幔未经变化的岩石，并且处在正浮力状态。根据介质粘滞运动来看应将大陆地壳视为壳层中呈浮力状态的某些凝块。

标准洋壳总厚度仅7 km左右，而大陆型地壳平均厚度约35 km，两者相差5倍之多，。陆壳不但上覆较厚(15～20 km)的花岗岩质层，而且玄武岩质层也比洋壳厚得多。在大陆上通常地势越高，厚度越大，如青藏高原地壳厚度达70 km以上。但在海底，地壳厚度与地势的关系就复杂得多，如贯穿四大洋的中脊体系，是世界洋底最突出的相对

表3—3 洋壳和陆壳各层的平均化学成分(按重量%计)

地壳类型 / 层 / 含量 组分	大陆型和次大陆型				大 洋 型			
	沉积层	花岗岩质层	玄武岩质层	平均	层1	层2	层3	平均
SiO_2	50.0	63.9	58.2	60.2	40.6	45.5	49.6	48.7
TiO_2	0.7	0.6	0.9	0.7	0.6	1.1	1.5	1.4
Al_2O_3	13.0	15.2	15.5	15.2	11.3	14.5	17.1	16.5
Fe_2O_3	3.0	2.0	2.9	2.5	4.6	3.2	2.0	2.3
FeO	2.8	2.9	4.8	3.8	1.0	4.2	6.8	6.2
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
MgO	3.1	2.2	3.9	3.1	3.0	5.3	7.2	6.8
CaO	11.7	4.0	6.1	5.5	16.7	14.0	11.8	12.3
Na_2O	1.6	3.1	3.1	3.0	1.1	2.0	2.8	2.6
K_2O	2.0	3.3	2.6	2.9	2.0	1.0	0.2	0.4
P_2O_5	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
C	0.5	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.0	0.0
CO_2	8.3	0.8	0.5	1.2	13.3	6.1	—	1.4
S	0.2	0.0	0.0	0.0	—	—	0.0	0.0
Cl	0.2	0.1	0.0	0.1	—	—	0.0	0.0
H_2O	2.9	1.5	1.5	1.4	5.0	2.7	0.7	1.1

(据(A. B. Ronov和A. A. Yaroshevsky，1969)

隆起的地形，但其地壳厚度比正常洋盆还小，仅2～5 km；另一类海底山脉——无震海岭(如夏威夷海岭)，地壳厚度可达20 km以上。洋壳虽薄，却以正重力异常值为特点，大洋盆地的布格异常值可达+500 mGal；陆壳虽厚，其重力异常值主要表现为负值，高山地区布格异常值一般为－300～－500 mGal。这种情况表明，构成陆壳的岩石密度(比重)较之洋壳为小，这就是通常所说的地壳均衡现象。

洋壳岩石比陆壳年轻。陆壳上发现的最古老的岩石可达35—40×10^8 a；而洋壳岩石一般都小于1.6×10^8 a，最古老的洋壳也很少超过2×10^8 a。这一发现曾是60年代初海底扩张学说的出发点，洋壳年轻的确认又成为海底不断更新(在中脊裂谷带增生，在海沟处消亡)的证据。

从火山岩成分来看，陆壳与洋壳也有很大差别。近大陆侧以安山岩、英安岩和流纹

岩等中酸性火山岩为主，而大洋侧则以玄武岩和橄榄玄武岩等基性玄武岩为主，说明两者在物质成分和火山作用过程等方面存在着差异性。

在构造活动上，陆壳的褶皱和断裂构造都很发育，大部分山脉是由褶皱或变质的沉积岩及花岗岩质岩浆岩组成，而洋壳构造除大洋边缘弧沟体系外，广阔洋底以断裂构造为主，特别是沿中脊轴分布的中央裂谷带以及与之垂直的横向大断裂，是地球表面规模最大的两大断裂系统。

四　深海钻探与洋壳研究

在深海底打钻的想法产生于1957年，美国斯克里普斯海洋研究所于1959年第一届国际海洋会议上正式提出一项深海钻探计划——Moho计划，目的是在海底穿透地壳底界的M面，获取地壳与地幔界面处的岩石，以便直接研究M面和上地幔之物理、化学及地质作用。1961年在墨西哥岸外开始了第一次深海(水深3585 m)钻探，钻进170 m的沉积层后便遇到坚硬的玄武岩，又钻入玄武岩层13米，钻头便急速磨损，由于当时不具备重返井口的先进技术，无法更换急速磨损的钻头而使作业中断。后虽经多次试钻，终因无法钻入坚硬的玄武岩层而被迫夭折。1966年在美国国家科学基金会资助下由斯克里普斯海洋研究所等五家海洋研究机构在深海钻探技术和设备得以解决后才正式拟定了深海钻探计划(DSDP)。1968年11月，深海钻探船《格洛玛·挑战者》号正式作业，由于其成就和对地球科学所做出的贡献，到1975年发展成为由多国参加的国际合作深海钻探——“国际大洋钻探阶段”(IPOD)。深海钻探历时15年，于1983年11月按预定方案结束。1985年又开始了一项“大洋钻探计划”(ODP)，实际上是深海钻探的继续和发展。它将从对洋底的全球性再认识，转入到对若干重大专题的科学检验；从单纯研究钻井中的样品，深入到同时利用钻孔作为研究现代地质过程的“实验室”；从只研究大洋发展为把大洋与大陆结合起来研究。

历时20多年的深海钻探取得了举世瞩目的巨大成就。目前有20多个国家在分析测定和研究深钻获取的海底岩芯，通过对近2万个岩芯样的分析研究，揭示出海洋的历史，古环境、古气候和古生物的演化，海底火山喷发，沉积作用及海底矿产的形成与分布。不仅验证了早先根据地球物理资料提出的各种理论推测，而且钻探本身还带来了许多意想不到的新发现。这对人们重新认识海洋，探讨地球演化和重建中生代以来海洋演化模式，特别是对基础地质理论的发展产生了深刻的影响。

在洋壳研究上，深海钻探查明了洋壳上层的物质组成。大部分钻孔钻透层1，部分钻孔钻进层2。对洋壳物质组成有代表性的是37、60、61、65、68、69、70和83航次。其中第37航次表明，大洋火山岩上部由与深海沉积物呈互层的玄武岩流组成，沉积物相对数量随深度增大而减少，直至全为火山岩；镁铁质和超镁铁质岩石与沉积物互层，并被不足100 m厚的玄武岩所覆盖；火山岩系的线性磁异常不是由均一磁化的一个简单的熔岩系构成，而是磁性变化十分复杂的许多熔岩层的总效应。

第83航次的504B钻孔，钻穿玄武岩层1076 m，它被看作是窥测洋壳深部的真正“窗口”。在该孔进行的一系列地球物理实验所获得的大部分资料与洋壳蛇绿岩套模型一致(图3－4)。其重要成果是：①在700 m厚的玄武岩流之下发现岩墙杂岩，枕状熔岩向岩墙过渡非常突然，两者间的过渡层仅50 m；②在枕状熔岩和蚀变程度强烈的角砾岩构成

的一个层位上发现有黄铁矿、黄铜矿以及闪锌矿与石英、绿泥石、滑石、浊沸石和方解石网状细脉共生；③不仅钻取了具有变质共生组合的玄武岩，而且还发现玄武岩蚀变程度并不随深度变化作有规律的增强。在变质岩相下面的岩墙最深部取得的岩芯上观察到低温蚀变岩相循环出现的现象。蚀变可分为绿片岩相变质作用和沸石相变质作用，硬石膏仅见于细脉中，似为晚期结晶产物。

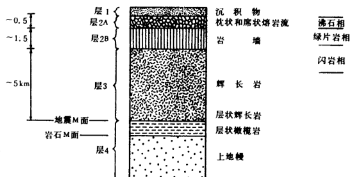


图3－4 深海钻探部分地证实了洋壳的蛇绿岩套模型，深钻穿入层状岩席复合体(层2B)，并取得辉长岩标本(据许靖华，1988)

海底扩张学说的一个基本观点就是认为大洋盆地是一种年轻的地质形态(H. H. Hess，1962；R. S. Dietz，1961)，当时许多人曾持怀疑态度。深海钻探的成果确定了大洋地壳的年龄不但非常年轻(<160 Ma)，而且对称于中脊轴分布。这一结论是第三航次在南大西洋做出的。当时，深海钻探船横穿中脊，平行于30°S线钻了7个孔。按照海底扩张理论的预测，洋底年龄应随距中脊轴部距离的增加而成比例的增大，所获最老沉积物的年代(由于所获玄武岩中有许多遭受蚀变，很难用放射性测年法测得确切年龄，故往往用古生物法测定玄武岩之上最老沉积层的年龄来间接确定洋底基底年代，就地质年代尺度来说两者是一致的)与预测完全相符。后来在太平洋的深钻也证实，东太平洋扩张轴附近洋壳很新，

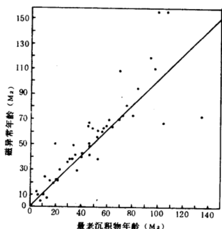


图3－5 深海钻探得出的洋底最老沉积物年龄与相应钻孔所在洋底磁异常确定的年龄相一致(据A. C. Монин，1979)

向西坡逐渐变老，至西太平洋海沟附近则是白垩纪和侏罗纪的洋壳。深海钻探所揭示的洋底最老沉积物与磁异常条带确定的年龄进行对比后发现，两者具有惊人的一致性(图3—5)。

由深海钻探所获得的洋壳层1的沉积厚度与层序，在中脊两侧亦具对称性。中脊轴部，沉积层缺失或极薄，随着远离中脊逐渐增厚，至大洋边缘可增至1.3～1.5 km。这是因为越近轴部洋壳越新，其上接受沉积作用的时间越短；向两侧随其年龄增加，沉积作用时间长，沉积物便不断增厚。沉积层序的对称性表现在某一钻孔与中脊另一侧相对应点的层序极为相似，而与同侧某些钻孔的层序差别较大。这些都与海底扩张概念吻合。

五　洋壳的形成

深海钻探已揭示出洋壳层2的火山岩主要是拉斑玄武岩，以枕状熔岩或火山角砾岩的形式产出；在接近断层破碎带的钻孔中，也遇到少量侵入岩，如辉长岩和蛇纹岩。这些玄武岩不论来自何处，其化学性质都很相似，几乎所有分析过的标本都落入由中脊玄武岩(MORB)所限定的范围内，说明形成洋壳的岩浆源于非常均匀的地幔，即洋壳都是在中脊轴部裂谷带形成的。这种结论最初主要是根据大西洋中脊归纳出来的，后来被太平洋的深海钻探所证实。

洋壳岩浆源一般位于岩石圈之下的软流圈中，中脊轴裂谷在张应力控制下张开，导致其下压力降低，软流圈物质部分熔融，玄武岩岩浆在压力梯度驱动下沿裂隙上涌，溢出海底的部分形成枕状熔岩，构成层2上部；还有部分岩浆向上侵入，冷凝成辉绿岩和辉长岩，构成层2下部和层3。玄武岩浆分熔出去后残留下的难熔地幔物质主要是橄榄岩类，可以底辟方式上侵，在冷凝过程中与渗入的海水反应被蛇纹石化，也可成为层3的组成部分。

根据对蛇绿岩套层状构造与洋壳层状构造的对比研究，推测中脊之下可能存在着岩浆房(magma chamber)。蛇绿岩套与边扩张边冷却的中脊之下岩浆房的产物很一致。现在一般认为，形成洋壳的岩石由导源于地幔的母岩浆在中脊轴部浅岩浆房中分异而成的可能性远远大于岩浆直接从地幔深处的贯入和喷发。岩浆房模式得到岩石学、热模式、地震探测等项研究成果的强有力支持。1975年在东太平洋海隆轴部(9°N)应用洋底地震仪进行折射研究，

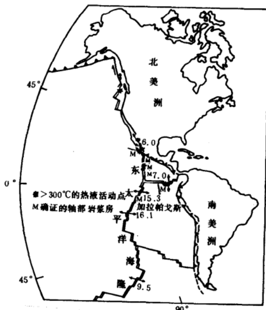


图3—6　在东太平洋海隆确认的轴部岩浆房(图内矢号和数字为总扩张速度(cm／a)

发现一个始自15 km深处的震波微弱带，波幅明显变小，波速度慢，表明之下具有壳内岩浆房。以后陆续在21°N、10°S、22°N、15°N、12°N等处的东太平洋海隆下部以及加拉帕戈斯脊(86°W)下方发现存在有岩浆房(图3—6)。根据N. H. Sleep（1975）、N. J. Kusznir 等(1976)进行的模式计算，扩张速度小于0.5 cm／a时，侵入岩浆的水平方向急剧冷却，不能形成岩浆房而以岩脉或岩墙形式凝固。当扩张速度大于0.5 cm／a时，在地壳中可形成岩浆房，岩浆房向水平方向上的扩张与海底扩张速度大致成比例(图3—7)。

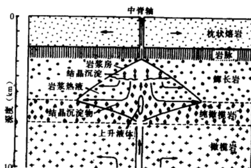


图3—7 洋壳形成模式(据N. H. Sleep，1975；N. J. Kusznir和M. H. P. Bott，1976)

地震研究表明，单个岩浆房可能只有宽2 km左右，当扩张速率超过5 cm／a时，岩浆房就会更大，升得更高。通常快速扩张中心之下的岩浆房是准稳定的，可存在一个相当长的时期(约10 Ma)，但由于自下部软流圈对岩浆房的补给和来自上方的热液渗入，有时宽度会缩小到不足1 km(J. R. Cann等，1982)。岩浆房的形状与大小，对其中结晶沉淀在内的对流影响很大。岩浆一旦冷却，析出的晶质体便下沉。如果这种结晶的重力分异完全，则如图3—6所示，纯岩浆只出现在上部一定部位，下部几乎全为晶质体，晶质体中可能有少量液体呈粥状。由于重力分异程度不同，岩浆房凝固生成的层状构造也会有变化。一般，岩浆房下部为重矿物沉淀生成的橄榄岩和辉岩，上部为岩浆析出矿物就地集合而成的辉长岩。当岩浆房中进行结晶分异作用时，岩浆房与岩石圈板块同步向左右扩张运动，故岩浆房中的化学成分，中央为未分异的中脊玄武岩，向两翼方向结晶分异作用逐渐明显。与海水接触处因急剧冷却而不能形成岩浆房。在浅部，岩浆从其下方的岩浆房以岩脉或岩床形式侵入而形成岩脉层，最上部因海水循环强烈，岩浆迅速冷却而生成枕状熔岩层。

在中脊之下不能形成岩浆房的海底，地幔部分溶融的玄武岩质熔体分期通过岩墙裂隙到达表层而形成熔岩流和枕状玄武岩。熔岩体数量与地幔的初始温度以及由扩张速率决定的致冷有关。由于裂隙延伸，热液循环使岩体迅速冷却，直达5—7 km深处裂隙不再张裂。该深度决定于岩石的物理特性，而与扩张速率或地幔温度无关。扩张板块连续

的应变促使超镁铁质岩石更易于向低密度和低速度热液蚀变方向发展。机械强度可能是限制蚀变量的因素，蚀变使岩石的强度变低，改变裂隙不能继续存在。这种看法认为，M面代表断裂、水的渗透以及热液蚀变所能达到的深度。

在中脊正下方，洋壳格架形成之后还会缓慢地成长，即洋壳厚度随距中脊的距离增加而增厚。这一成长过程大致经历10 Ma左右，以后几乎不再有什么变化。因为形成洋壳的岩浆活动只限于大洋中脊轴部狭窄的裂谷带，故洋壳的这种成长不是岩浆活动或构造变动所致，而是导因于洋壳之下的地幔变化。据研究，随着海水循环深度的加深，中脊下部具地幔性质的超基性岩(如橄榄岩)吸水发生蛇纹岩化，地震波速变小，成为地壳的一部分。这样看来，除中脊正下方，洋壳并非全由岩浆冷凝结晶的玄武岩和辉长岩组成，还有因吸水而变质的绿泥石岩、角闪石岩以及由地幔变质的蛇纹岩构成。但洋壳受海水影响而变质的程度因地而异，故在水平方向也不尽相同。

洋壳之下的M面，在中脊附近很可能是基性岩与超基性岩的界面，其它地区可能是蛇纹岩与超基性岩的界面。根据地球热性质推断，M面的温度远比蛇纹岩化的平均温度(约500 ℃)低得多。所以，只要有水，蛇纹岩化还会向更深处进行。但量，蛇纹岩化会导致体积膨胀，再加上碳酸盐矿物沉淀，都会造成循环通道堵塞，而停止海水循环作用。因此，洋壳从中脊裂谷带形成之后的缓慢加厚(即成长过程)不会无限制地进行下去，只能持续10 Ma左右，那么洋壳也就不会无限增厚，一般不超过6 km。

第二节 岩石圈和软流圈

一 面波和低速层

面波是地表附近能量集中的一种共振现象，周期越长的波向地下深部渗入传递的能量越大。因而，一旦深度方向上地震波速度发生变化，面波就会由于不同的周期而以不同的速度传播。这种周期与速度的关系(分散)，主要取决于S波速度的组成，而对P波速度与密度组成并不敏感。根据对面波分析所求出的S波平均分布情况的观测发现，在海底之下平均约70 km深处，V_S突然急剧地减小(图3－8)，较之其上部约50 km处的速度减小近90％。同时，面波频散的研究也证实，地幔中存在着密度比上、下层都小的低速层。

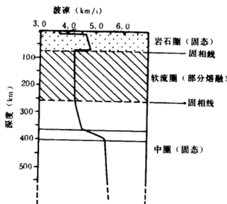


图3－8 地震横波速度随深度的变化(据F. Press等，1978)

在低速层中无震源分布，该层的介质品质因素Q值明显降低，因而低速层也是低Q层。位在软流圈之上厚数十公里的层，V_S大致是恒定的，而且地震波

衰减也是在不明显的情况下进行传播，这一层叫作高V—高Q层，即现在所说的岩石圈。岩石圈与其下具有在物理学上地震波速度很慢、衰减很快、塑性也较大的“柔软的”软流圈相比，是比较坚硬的一层。

所谓岩石圈，本来是相对于大气圈和水圈而言的。但现在广泛应用的“岩石圈”一词则表示地球的最外缘圈层，包括地壳和上地幔最顶部坚硬的刚性部分。这与把地球分为地壳、地幔和地核的传统观点有明显区别(图3－1)。这样看来，在固体地球最外部存在着物理性质截然不同的两个圈层——刚性的岩石圈和塑性的软流圈。岩石圈处于软流圈之上，被大气圈和水圈所覆盖。地壳与地幔间的M面夹在岩石圈内部。

岩石圈和软流圈的确认，为活动论或以板块构造为核心的新全球构造学说提供了必要的前提。从这个意义上说，岩石圈是参与地表构造变形和构造运动的地球外壳。岩石圈和软流圈的概念是现代活动论的基础，亦是与经典的大陆漂移方式(A. Wagener, 1915)的根本区别之所在，故它比地壳和M面的概念更有意义。

二 软流圈和岩石圈的性质

由上地幔的地震、地电和地磁观测实例(图3－9)可以看出，从面波解释得出的S波速度分布，在深60～70 km左右开始急剧减慢。由面波解释所得的Q值以及由海底磁力仪和海底电流计推断的电阻值，几乎都在同一深度开始变小。人工地震获得的P波速度虽然还不太清楚，但也可看出，从70～90 km深处电阻开始减小。尽管有关海底之下上地幔粘度的资料还知之甚少，但根据斯堪的纳维亚半岛冰后期抬升的现象推测，在弹性表层之下100～200 km的深度有一个粘度为10^{20}～10^{21} Pa·s 左右的软层。海洋底比斯堪的纳维亚古陆年轻，其上地幔温度更高，故在相当于低速层的深度，其粘度肯定更小。近来的研究表明，上地幔中出现的低速层大致与软流圈相当，故通常把软流圈和低速层当作同义词。

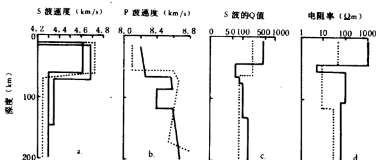


图3－9 海底之下上地幔物理参数的观测实例

a. 由面波解释所得的S波速度；b. 由长距离人工地震获得的P波速度；c. 由面波解释获得的S波的Q值；d. 由海底电流计，海底磁力仪求得的电阻(转引自上田诚也等，1982)

上地幔之所以会出现低速层，大致3有三种推测：一种认为可能是物质组成不同，一种认为是高温，再一种认为是岩石部分熔融所致。根据实验室内高温高压实验的结果

和理论计算，一般认为低速层是由于上地幔相应深度的物质发生部分熔融的缘故。许多实验确证，只要有1～3%的地幔物质是熔融的，就能引起波速度、Q值和电阻的急剧衰减。由此不妨认为，低速层与上地幔部分熔融层相当。

一般情况下，从地表向地球深处，温度和压力都会随深度而增加。温度升高有助于物质熔融，但压力的增大则使物质熔点升高，这是一对矛盾。根据地球热特性，地温梯度随深度减小，故在地球表层温度随深度的增加比压力随深度的增大更快，到达适宜的深度，温度可增至地幔物质固相线的温度，地幔物质开始熔化。由实验确定的含水橄榄岩熔融温度为1000～1100℃ 的等温面。因此，可以在物理化学上把软流圈上界定义为在相应压力下组成物质熔融温度等温面的深度，即上地幔物质初始熔融的深度就是软流圈上界面的深度。再往深处，地温梯度减小，温度升高很慢，压力增加的效应超过温度增高的效应，至某一深度，地幔温度变得低于固相线温度，这一深度可定义为软流圈下界面的深度。在此深度以下温度低于固相线温度，地幔物质完全处于固态，变得十分刚硬。

软流圈虽有部分熔融，但地震横波仍能通过，说明熔融部分相当有限。非常局限的熔浆充填在难熔橄榄岩晶粒之间。橄榄岩则构成软流圈具有弹性的岩石格架。对于某种短促的作用(如地震波)，这些岩石格架起着弹性固体的功能，地震波便可通过。另一方面，在构成岩石格架的晶体颗粒表面和晶粒之间，覆盖或充填着熔浆薄膜，在缓慢而长期的作用力下，晶体颗粒会沿着被熔浆润滑的颗粒表面相互滑动或蠕动，从而导致软流圈物质具有塑性变形或缓慢流动的性质。因此这一层在力学性质上较其之上层位为弱，始终呈软化的塑性状态，一般不具有抗剪应力的性能，在该层不可能发生地震。

三　岩石圈弹性特点与层状构造

本节所说的岩石圈主要指壳下(M面)与软流圈之间的上地幔。

地幔最上部与M面最下面的岩石，其平均Vp为8.1 km／s,并具有各向异性(表3－5)。各向异性是指P波沿地幔顶面传播的速度Pn在与海底扩张方向正交方向上显示高值，平行方向上显示低值的现象，是根据测线方向与磁异常条带构成的角度研究Pn变化获得的成果。迄今的研究表明，在太平洋岩石圈中，具有明显的各向异性特征。据表3－4和表3－5考虑岩石矿物组合关系时，上地幔岩石很可能是富含橄榄石的超基性岩，因为天然超基性岩大都具有各向异性特点。

表3－4　地幔矿物的弹性波速度(据D. H. Green等，1976)

矿　　物	密度(g／cm³)	Vp　(km／s)	Vs　(km／s)
橄榄石	3.31	8.42	4.89
斜方辉石	3.34	7.85	4.76
单斜辉石	3.28	8.06	4.77
尖晶石	4.00	9.20	5.10
石榴石	3.70	9.00	5.00

这种超基性岩层延续的深度至今仍不太清楚。如果认为地幔的化学组分相同，同时考虑到矿物的弹性波速度随深度(温度和压力)变化而产生的变化幅度，可知地震波速度随温度升高的变慢效应要比随压力变快的效应大，故地震波速度必然随深度增加而变慢。

地幔物质形成岩石圈时，中脊正下方喷出点愈浅，熔融愈易发生。因此最上部可为

完全没有地壳成分的纯橄榄岩，其下部可能为残留有地壳组分的橄榄岩。在海洋岩石圈

表3－5 地幔矿物弹性波速度各向异性(据Kumazawa,1969)

矿　　物	最大V_p(km／s)	最小V_s (km／s)
橄　榄　石	9.89	7.72
斜方辉石	8.30	7.04
单斜辉石	9.12	6.96

的温度压力条件下，其上部为纯橄榄岩或斜方辉橄岩。中部为尖晶石橄榄岩、下部为石榴石橄榄岩，构成具层状结构的岩石圈模式(图3－10)。该模式与岩石圈非分异结晶成长机理相联系。由于软流圈物质部分熔融程度低，液态物质可能只弥散于结晶颗粒之间。当柔软的软流圈向坚硬的岩石圈转化时，弥散于结晶颗粒间的溶液经凝固而与结晶相结合在一起。

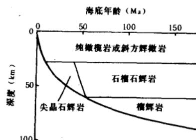


图3－10　根据非分异结晶模式得到的海洋岩石圈层状构造(据T. Yoshii,1976；D. H. Green等，1976)

关于岩石圈成长机理，还有其它一些模式，如液体侵入成长和分异结晶成长等。前者是指软流圈中部分熔融液体向岩石圈底部侵入，本身结晶而生成榴辉岩，并使岩石圈增厚；后者是指软流圈中的熔融液体不是向岩石圈侵入，而是在岩石圈底部缓慢冷却，析出的晶体附着在岩石圈底部使其变厚的过程。图3－11表示理想的分异结晶所产生的岩石圈层状构造。但是，由于软流圈所处的深度不同，其压力、部分熔融程度以及液体中水与CO_2含量的差异，其分异结晶过程会有微妙的变化。

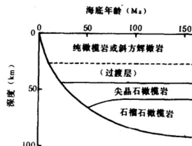


图3－11　根据分异结晶模式得到的海洋岩石圈层状构造(据T. Yoshii,1976)

不过，关于海洋岩石圈的层状构造，目前仍有疑义，需建立更准确的岩石圈岩石模式。海洋岩石圈50～60 km以深部分，有一个P波速度为8.5 km／s或更高的高速层。海底地震仪记录的天然地震S波走时资料揭示，V_s为4.9 km／s的那一层与上述高速层相当。据Shimamura等(1977)的研究，在海洋岩石圈下部的温度、压力条件下，V_p为8.5～8.6 km／s、V_s为4.9 km／s的岩石，石榴石的含量必须在60％以上。上述岩石圈成长机理都很难产生含石榴石60％以上的高速岩层。天然榴辉岩中所含石榴石在50％以下，自然界中似乎不存在石榴石含量超过60％的岩石。

第三节　海洋岩石圈的演化

一　海洋岩石圈演化模式

按照当前的概念，海洋岩石圈形成于洋中脊轴裂谷，随远离裂谷带，年龄增大，地幔物质的冷却与结晶使岩石圈逐渐增厚。基于对岩石圈年龄一厚度相关性的分析，D. P. Mckenzie(1969)首先提出了海洋岩石圈演化的冷却收缩模式(图3—12a)。

冷却收缩模式假定，在通常条件下岩石圈和软流圈的界面都位于距海面相同的深度(比如75 km)，并且在这个界面上温度也应该恒定，大致为1300℃。随着时间的推移，岩石圈自表面逐渐冷却，等温面下降，因而导致岩石圈物质逐渐收缩。因为假定条件中的底面深度一定，表面逐渐下降即表现为海底的深度逐渐增加。在古老海洋区，由于等温面下降，使近地表温度梯度变小，热流量随之减小。在岩石圈和软流圈交界处，由于完全不考虑物质的输出和补偿，故这个面就成为均衡补偿面，因年龄变大而厚度减小的部分，可由组成物质密度的增加来弥补。该模式在理论上可以较好地解释板块构造所涉及的一些地质现象，至少在引导人们领会地球表面实际存在的数十公里厚的岩石圈这一点上起了很大作用。但是，那种认为岩石圈与软流圈界面的深度无论在任何地方都恒定的说法与迄今所获实际资料不相符。

R. L. Parker 和 D. W. Oldenburg (1973)以及T. Yoshii (1973)从另一观点出发，把岩石圈和软流圈的界面假定为等于上地幔物质熔融温度的等温面，在此基础上提出了海洋岩石圈的成长模式(图3—12b)。在大洋中脊，海洋岩石圈则由熔浆固结而成，整个温度是很高的，无疑熔融温度的等温面就非常靠近海底。经过漫长的时间，远离中脊轴的岩石圈，因热量垂直向上传导而自海底逸散，等温面逐渐下降。在岩石圈底面，软流圈内熔融物质的一部分因凝固而附着在岩石圈下部，这样岩石圈便随时间推移而增厚。

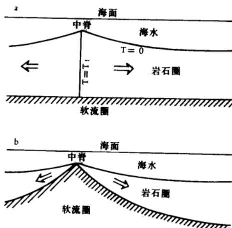


图3—12　海洋岩石圈演化的冷却收缩模式a (D. P. Mckenzie，1969)和成长模式b(T. Yoshii，1973)

海洋岩石圈的冷却收缩模式和成长模式尽管不同，但两者都以热为力源表现出一种共同趋势，作为扩张中心的中脊轴裂谷是热地幔物质的出口。自地下深处涌出的高温岩浆冷却凝固后，形成新岩石圈，并推动先期形成的岩石圈向两侧运动。随着时间推移，

持续不断地扩张驱动岩石圈逐渐远离中脊轴，同时伴随着不断的冷却收缩作用，等温面下降，热流值依次递减。由于等温面下降，软流圈上部接近熔融的地幔物质冷却凝固，附着在岩石圈下部，使得岩石圈愈益加厚；另外，岩石圈本身在冷却过程中逐渐收缩，从而导致水深逐渐加大。

二　海洋岩石圈厚度的定量计算

在确立海洋岩石圈厚度随其年龄增厚模式时，地幔剩余重力异常是其重要依据。所谓地幔剩余重力异常，是从实测重力异常值中减去由人工地震求得的地壳密度分布所确定的重力计算值而获得的。假定岩石圈物质在水平方向上大致均一，其密度仅比软流圈大0.1 g/cm^3，作为第一近似值的地幔剩余重力异常Δg_M(mGal)与岩石圈的厚度H_l(km)成正比。T. Yoshii(1973)由此得出关系式：

$$H_l=\Delta g_M/4.5+常数 \qquad (3-1)$$

根据在北太平洋由磁异常推断的海底年龄t(用Ma作单位)与Δg^M的关系(图3—13)，在5～150 Ma期间可得出下述关系式

$$\Delta g_M=33.7t^{\frac{1}{2}}+398 \qquad (3-2)$$

假定在中脊轴部当$t=0$时，$H_l=0$的话，由3—1和3—2式可得出下列式

$$H_l=7.5\ t^{\frac{1}{2}} \qquad (3-3)$$

$$H_l=(\Delta g_M-398)/4.5 \qquad (3-4)$$

之后，T. Yoshii(1975)根据地震探测和大地电磁测深资料所确定的海洋岩石圈厚度，得出经验关系式如下

$$H_l=7.49\ t^{\frac{1}{2}} \qquad (3-5)$$

与3—3式极为接近。

由海洋岩石圈厚度—年龄的经验关系式可看出，海洋岩石圈的增厚与其年龄的平方根成正相关，这一关系已为实际资料所证实。

海洋岩石圈随其年龄增长而变厚的现象，还可以根据体波、面波及电导率求得。其结果与根据地幔剩余重力异常所得岩石圈厚度—年龄关系曲线相吻合(图3—14)，都显示出海底越古老，岩石圈越厚。有人还编纂了全球海洋岩石圈厚度图(图3—15)。在中脊轴部海洋岩石圈最薄，一般小于10～15 km，向

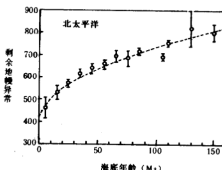


图3—13　北太平洋Δg_M与t的关系(据Yoshii,1973)

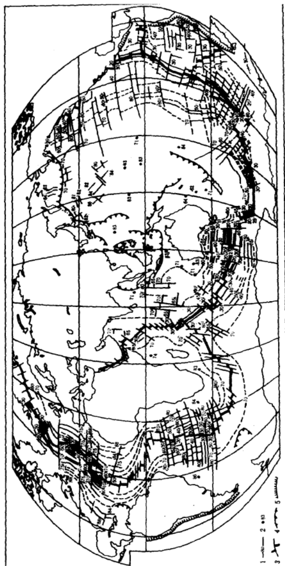


图3—15　全球海洋岩石圈厚度图(据A. M. Городницкий,1979)

1. 等厚线(km)，2. 厚度测定值(km)，3. 岩石圈厚度小于10～15km的裂谷带及转换断层，4. 岛弧俯冲带，5. 活动大陆边缘俯冲带。

深海盆则增至70～80 km，厚度最大(80～90 km)的岩石圈出现在最古老的洋底，如西太平洋和大西洋两侧的深海盆边缘。

三 海洋岩石圈演化与海底沉降

海洋岩石圈形成之初，在中脊轴部的水深一般为2400～2700 m。该处热流值高，岩石密度较低。当岩石圈离开脊轴向两侧运动时便被逐渐冷却，这一过程往往伴随着岩石物质密度的增加和体积的缩小，导致岩石圈表层逐渐下陷，表现为海底沉降。J. G. Sclater(1971)根据九个海区各年龄的平均水深(扣除上覆沉积物后的基岩至海平面的深度)随洋底年龄而增大的规律(表3－7)推断，水深与洋壳年龄的平方根呈线性关系，这就是著名的"Sclater曲线"模式，后来已被深海钻探成果完全证实(图3－16)。目前Sclater曲线通常被作为水深一年龄理论曲线，用来推算洋底水深。Sclater理论曲线表明，当洋壳年龄逐渐增大时，水深增加速率随年龄而衰减，并逐渐趋近一个常数值。这种衰减现象是由于剪切生热对洋底深度引起的补偿作用。有人从经验中得到，在北太平洋和印度洋的0～70 Ma内，水深D(m)与洋壳年龄t(Ma)的关系式为

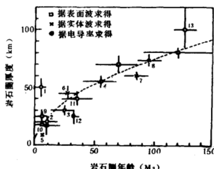


图3－14 由各种方式求得的岩石圈厚度，虚线是根据Δg_M求出的H_l－t关系曲线(据T. Yoshii，1975)

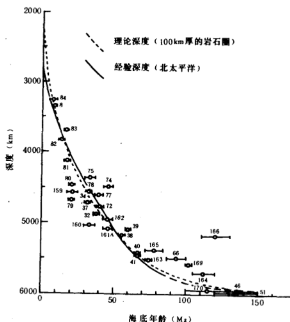


图3－16 深海钻探证实水深一年龄关系与Sclater曲线一致(据许靖华，1988)

$$D=2500+350t^{\frac{1}{2}} \qquad (3-6)$$

Anderson等(1981)根据对印度洋的研究，得出的海底年龄—深度关系式为

$$D=2420+354\ t^{\frac{1}{2}} \qquad (3-7)$$

表3—7 世界各海区平均水深与其海底年龄的关系

年龄 (Ma)	北太平洋	南太平洋 (<3cm/a)	南太平洋 (>3cm/a)	东南印度洋	中印度洋	卡尔斯伯格海脊	南大西洋	北大西洋 <40°N	北大西洋 >40°N	总平均值
0	2783	2596	2712	2700	2606	2606	2518	2683	2370	2619
2	3091	2840	2982	3003	2870		2788			2929
4	3306	3068	3191	3270	3096		2989	3291		3173
6		3196	3381	3460	3221		3247			3303
8		3353	3539	3642	3400		3472			3481
10	3554	3546	3730	3889	3581	3571	3571	3847	3149	3604
15					4103	3848				3975
21	4092	3969	4089		4184	4093	4046	4111		4083
25						4241				4241
29	4343	4261	4338							4314
32										
33.5	4507									4507
35		4636								4636
38	4659	4565					4612			4624
46							4911			4911
53	5179	4983					5136			5099
60							5227			5227
63		5060		5389						5224
64	5342									5342
67		5270								5270
70.5	5562						5591			5576
77.5	5638	5397								5517

(据 J. G. Sclater等，1971)

据观测，不论世界大洋的哪一部分，相同年龄的海底深度都极为接近，如表3—7中所列年龄为21 Ma的洋底，各处水深与全世界海洋同年龄组水深平均值相差不足100 m。

3—6和3—7式所表示的水深—年龄关系实际上是岩石圈随年龄的冷却收缩作用而导致海底发生沉降的结果。因为(3—6)和(3—7)式是假定中脊形成之初的平均水深分别为2500 m和2420 m为前提的，关于海底沉降的幅度ΔH(m)可由(3—6)和(3—7)式得出

$$\Delta H=350\ t^{\frac{1}{2}} \qquad (3-8)$$

或

$$\Delta H=354\ t^{\frac{1}{2}} \tag{3-9}$$

一般认为，洋中脊的均衡异常接近零，洋壳基本上处在均衡状态，在这种情况下，如图3－17所示，虚线所代表的平面之上单位面积承受的压力则处处相等，于是下式成立：

$$\Delta H\rho_w+H_l\rho_l=H_0\rho_l+(\Delta H+H_l+H_0)\rho_a \tag{3-10}$$

式中，ΔH为洋底沉降幅度，H_0和H_l分别为中脊顶部和洋底任一点的岩石圈厚度，ρ_w、ρ_l、ρ_a分别为海水、岩石圈和软流圈的密度。如果取ρ_w、ρ_l和ρ_a的平均 密度分别为1 g／cm³、3.31 g／cm³、和3.20 g／cm³，上式则可化简为

$$\Delta H\approx\frac{1}{20}\ (H_l-H_0) \tag{3-11}$$

在上面提到的岩石圈厚度—年龄关系式3－5中，未考虑洋中脊顶部刚形成时的岩石圈初始厚度H_0，若将H_0引入3－5式，则可近似化简为

$$H_l-H_0\approx7\ t^{\frac{1}{2}} \tag{3-12}$$

这样，由3－11和3－12式也可得到与3－8式相同的关系式，即 $\Delta H\approx350t^{\frac{1}{2}}$

表3－8给出的是印度洋平均水深随其年龄加深的关系。由表3－8可知，在洋壳诞生后的10 Ma 中，沉降较快，速率为 90 m／Ma；年龄为10～40 Ma间，沉降速度减至33 m／Ma；在40～70 Ma 间，沉降速度约为 20 m／Ma，>70 Ma时，沉降速度更慢；超过80Ma，则沉降幅度已很难观测。这是因为从80 Ma起，岩石圈底部得到的热与其顶部散失的热几乎相当，岩石圈厚度趋于稳定。中脊顶部的水深平均为2500 m左右，而古老洋底可达5500 m，在100 Ma内大约沉降了3000 m。

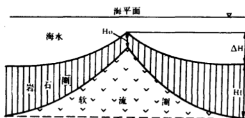


图3－17 海洋岩石圈演化与海底沉降的关系

按照海底扩张观点，洋底某点距中脊轴的距离L(km)，是其半扩张速率V(cm／a)与海底年龄t(以a为单位)的乘积。如果在某一时期内，扩张速率是恒定的，则由海底任一点距中脊轴的距离及其扩张速度即可求出该点的海底年龄。于是海底沉降幅度可据此求得。О. Г. Сорохтин(1979)根据对大西洋中脊的研究，得出经验关系式如下：

$$\Delta H\approx0.11(L/V)^{\frac{1}{2}} \tag{3-13}$$

表3－8　印度洋水深—年龄关系

年龄(Ma)	测值数	平均水深(m)	标准偏差(m)
0	8	2630	187
10	16	2540	239
20	16	4080	142
30	17	4230	228
40	6	4650	161
50	10	4970	169
60	13	5200	188
70	8	5250	156
80	6	5300	110
90	2	5430	177
100	2	6000	212
120	5	5670	104
150	4	5810	48

(据R. N. Anderson, 1981)

由3－13式可知，如果扩张速率一定，距中脊轴越远的海底，沉降幅度就越大；在距中脊轴距离相等的情况下，扩张速度越大，沉降幅度越小。由于东太平洋海隆扩张速度比大西洋中脊快，所以东太平洋海隆两翼坡度比较平缓，而大西洋中脊则较陡。印度洋中脊的西南分支和东南分支边坡陡度不同，反映了各段扩张速度存在着较大差异。

由海洋岩石圈演化模式推断的岩石圈厚度—年龄关系及水深—年龄关系是从定性到定量研究地质学的一个重大进展，但还只能是近似的。特别对年龄超过80 Ma的洋底，由关系式算得的水深值往往比实测值大，对于海底地壳异常区(如无震海岭、海台等)实测值与理论值也不吻合。

第四节　海底热流与洋壳内的热液循环

一　大地热流

大地热流即地壳热流量，简称地热流，是指通过传导方式自地球内部输送到地表的热量，其表达式为：

$$Q=-K\,gradT \qquad 3-14$$

式中，Q、K和T分别是热流量、热导率和温度。热流是一矢量，其大小与热导率和地温梯度成正比，方向与地温梯度相反，负号表示热从地球内部向地表传输，即从高温区流向低温区。迄今的研究说明，大地热流是地球散热的主要方式，也是研究和了解地球内部热状态、地表岩石圈热历史及其演化的重要参数。

在地热学的实际研究中，一般假定从地下深处传导到地表的热流量：①垂直指向地表，②热导率各向同性，③由地球内部向外传导的热量为正值，④不受地表其它因素干扰，则可得到大地热流的定义式：

$$Q=K\frac{dT}{dz} \tag{3-15}$$

式中，Q和K同(3－14)式，dT／dz为地温梯度。在海底环境，K一般代表沉积物的热导率，Z为海底表层至探针最下部感温元件的垂向深度，T则是与Z相对应的温度。

目前的技术水平尚不能直接测量热流量的大小，一般是通过分别测量热导率和地温梯度的方法，然后用3－15式计算获得热流值。热流量的单位过去常用HFU(即Heat Flow Unit的缩写形式)表示。1 HFU＝10^{-6} cal／cm^2·s,表示单位时间内自地球内部传输到地表单位面积上的热量。因cal为非许用单位，现在大都应用热流的国际单位mW／m^2，1 HFU＝41.87 mW／m^2。

海底热流的测定起步较晚，50年代才开始正式进行海底热流测量。在陆地表面，热平衡主要取决于太阳能，由于太阳辐射的影响，陆上热流测量需要在超过200 m深的钻孔内进行，故进展缓慢。相反，在深海底(＞2000 m)，太阳辐射的影响在目前测量的精度范围内可以忽略，加之在有沉积物覆盖的海底进行测定，热流计探针容易插入海底。现在应用的海底热流计大都同时组装有测定地温梯度和在海底现场测定热导率的热敏电阻，一次可以完成两个参数的测定工作。所以海底热流的研究反倒比陆地上发展得快。

在海底地球科学的各个领域中，最早为"活动论"提供证据的大概要数地热流了。人们曾经预料，通过洋底的热流量会比大陆低得多，但测量结果恰恰相反，得出了大陆热流与海底热流平均值大致相等的结论(表3－9)，同时还发现一些与现代构造活动相应的异常高热流区。因此，热流值的大小往往被当作构造活动性的一种重要标志。并且，

表3－9　全球及海、陆热流平均值的比较

地理区	算术平均值				5°×5°方格平均值			
	平均热流值		标准偏差		平均热流值		标准偏差	
	mW／m^2	HFU	mW／m^2	HFU	mW／m^2	HFU	mW／m^2	HFU
全球	68	1.63	49	1.07	63	1.50	31	0.74
陆地	61	1.45	24	0.57	61	1.46	19	0.46
海洋	70	1.67	48	1.15	62	1.47	33	0.78

注：5°×5°方格平均值系指把地球表面用每5°经线和5°纬线分成方格，先求出每个5°×5°方格的平均值，然后再求出全球或某一给定区域(如陆地、海洋或太平洋、亚洲等)的平均热流值。

根据以上结论推断出，在海底之下的固体地幔中存在活动的对流，因为如果没有这种对流把地球深处积聚的热能传送到地球浅处，地球可能就被熔化或气化了。于是，这就成为新全球构造理论之动力学的序曲。

表3—10　世界洋底热流数据随年龄的变化

海底年龄 (Ma)	热流数据(个)	平均热流值		标准偏差	
		HFU	mw／M²	HFU	mw／M²
0～4	506	3.55	149	3.01	126
4～9	444	2.80	117	4.30	180
9～20	470	1.69	71	1.24	52
20～35	304	1.43	60	0.92	38
35～52	252	1.36	57	0.83	35
52～65	265	1.49	62	0.73	31
65～80	277	1.37	57	0.68	28
80～95	204	1.28	54	0.48	20
95～110	103	1.28	54	0.40	17
110～125	162	1.31	55	0.51	21
125～140	178	1.16	49	0.38	16
140～160	66	1.16	49	0.39	16
＞160	26	1.19	50	0.59	25

二　海底热流的分布规律

从已取得的海洋底有效热流数据来看，世界各大洋的海底热流值具有明显的分区特点。大洋地壳热流值的分带性与海洋岩石圈演化模式相一致，表现为自洋中脊轴部向两侧随海底年龄增加热流值由高而低的变化规律(表3—10,图3—18)。

年轻洋中脊轴部平均热流值为120～147 mW／m²,峰值几乎都集中在中脊轴部宽200～500 km的狭长地带内，大于350 mW／m²的热流值很常见，局部地方(如加拉帕戈斯脊)甚至可达850 mW／m²,因此，洋中脊堪称高热流带，反映了构造上的强烈活动性。大洋盆地的平均热流值为57 mW／m²,稳定而均匀，与构造上稳定区域的特点相吻合。海底年龄最古老的海沟地带，为冷却岩石圈板块向地幔俯冲的地方，等温面下降导致低热流带，平均热流值只有46 mW／m²左右。

可见，海底热流量往往是海洋岩石圈演化的一种表现，岩石圈的形成和演化是导致热流量变化的本质之所在。海底热流变化的规律性在很大程度上依赖于海底年龄，而且在一定年龄范围内，其大小与海底年龄的平方根成反相关，因各大洋的具体情况不同，热流—年龄关系式亦不尽相同。据研究，在印度洋0～120 Ma内的海底，热流量Q(HFU)

与年龄t(Ma)的关系式为：

$$Q=11.3t^{-\frac{1}{2}} \quad (3-16)$$

超过一定年限后，热流值减小的速率变缓。然而，在北太平洋和北大西洋，热流量—年龄关系甚至在延伸到165 Ma年后，误差也只有 4 mW／m²左右。

假定大洋中脊轴部裂谷带形成的年代为t_0（据研究t_0大致为1 Ma），O. Г. Сорох тий (1979) 得出下列热流量—年龄关系式

$$Q=13\ (t_0+t)^{-\frac{1}{2}} \quad (3-17)$$

实际上，3—16和3—17式所表达的内在涵义是相同的，只不过3—16式未考虑中脊轴裂谷的形成年代，理论计算结果显示的变化趋势亦一致。热流是地壳活动性的重要标志之一，海底热流量的变化规律展现了热流与海底构造之间的相关性，揭示了海洋岩石圈运动的本质。

上述热流的分布特点与规律是就全部海底热流数据的平均值总结出来的，但详细分析后发现，有些海底年龄段的实测值与由热流—年

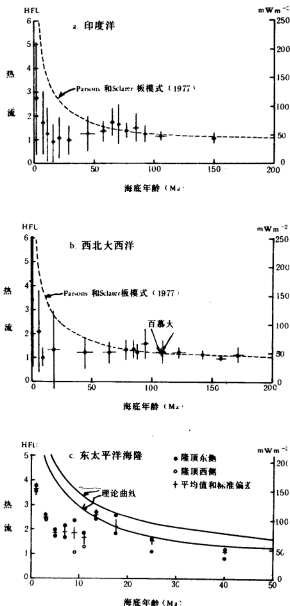


图3—18　海底热流的分布与其年龄的关系：a　印度洋，b　西北大西洋，c　东太平洋海隆（据R. N. Anderson等，1981）

龄关系式得出的理论曲线基本一致，如大于50 Ma的洋底。但在某些海底年龄段，实测值与理论值之间明显地不相吻合，如年龄小于50 Ma的中脊地带，实测值一般都低于理论值。

从太平洋热流剖面来看(图3—19)，实测数据的分布亦相当分散，洋中脊的高热流值固然很多，但低热流值亦不少见。如东太平洋的胡安·德富卡脊段，相距仅25 km的两点竟测得 8 mW／m² (0.2HFU)和405 mW／m² (9.64 HFU)这样悬殊50倍的数据，表现了极高的热流点极其局部地存在，而与低热流点又极为接近的异常特点。热流值与海洋岩石圈演化模式不相吻合的另一重要现象是：在大洋中脊两翼广大区域(图3—19、表3—10中的30～50 Ma间)显示出比较突出的低热流带。但离开中脊轴一定距离后，观测值便与理论值一致起来。

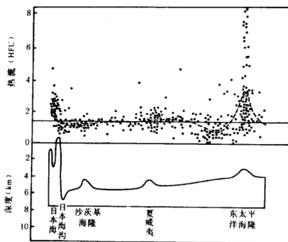


图3—19 太平洋热流剖面

三 海洋地壳内的热液循环

在很长的一段时间内，人们曾把热流异常现象仅只归因于测点地形或沉积物等因素是难以理解的。直到Lister(1972)提出了海底地壳内可能存在有热液循环的设想，对此疑难问题给予了新的解释。

70年代中期，在FAMOUS*研究区，发现大西洋中脊有新鲜玄武岩出露，并有冒着汽泡的海底温泉。1977年以来，对加拉帕戈斯中脊及东太平洋海隆的深潜考察，在多处发现了具有热液丘(Hydrothermal mound)构造以及海底热泉、热液喷口喷出的高温热水(达350 ℃以上)及热蒸汽等现象的热液场(图3—20)。热液喷口大都集中于内裂谷的中央高地上，热液沿巨大的张裂缝喷溢，这些裂缝被认为是岩浆未达地表的岩脉上的一些缝隙。根据流量计记录的每个热液喷口的热液排放量大致为24～26 L／s(D. L. William, 1981)，与$3.3 \sim 8.8 \times 10^{10}$ mW／m²的热流量相当。在这之前进行的地震监测记录了频繁发生的微地震活动，它们很可能与年轻洋壳内的热液循环有关。实际上，热液丘只不过是地下热液的集中喷出点，它本身是由热泉或热液喷溢过程中的析出物堆积而成。

* FAMOUS—法美大洋中脊水下研究计划

1979年美国载人深潜器《阿尔文》号在21°N水深2700 m的东太平洋海隆直接观察，科学家亲眼目睹了发生在深海底的奇观。喷吐着高温热水的“烟囱”体有规律地呈线形排列在海隆中央长达数公里的海底，在其周围堆积着各种块状金属硫化物。在高温热水喷口附近栖息着依赖地热水营生的多种奇特生物。这些充分说明洋中脊地壳内确实存在着热液循环系统。

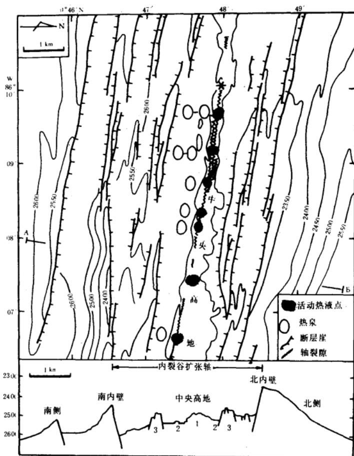


图3—20 在加拉帕戈斯中脊裂谷带发现的活动热液场

上图为平面图，下图为剖面图(垂直放大5倍)。下图中，1. 中央高地，2. 熔岩平原，3. 边缘高地(据D. L. William等，1981,改编)

洋底地壳内热液循环现象发现之初，曾将其称为地热水对流，指发生于洋壳内因地球内热作用于渗入海水后的对流作用。它与地幔对流是完全不同的两个概念，为避免与

地幔对流相混，当初，曾称其为地热水循环，现在通常叫作热液循环。

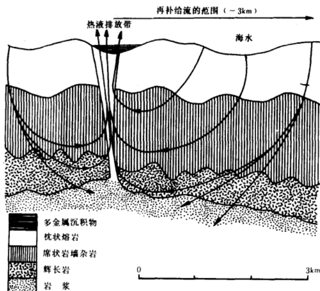


图3－21 发生在洋壳内的热液循环(垂直和水平比例大至相等)(据R. N. Anderson, 1985)

按照地热水循环的观点，由洋中脊扩张轴下部上涌的熔岩生成的新洋壳，处在张力场作用下，产生许多正断层和裂缝，为热水循环提供了原始通道。而在洋中脊进行循环的水源经同位素分析证实导源于海水而不是沉积盖层。温度较低的海水进入海底缝隙，在循环过程中吸收熔岩热量，岩石受到冷却而海水本身被加热。反过来，海水在洋壳裂缝中的循环又大大促进了裂缝的发育，使基底岩石的孔隙率和渗透率更高，促使地热水对流更为活跃。据统计，全部大洋水经过7 Ma可通过年轻洋壳循环一遍，地球热量总散失的20～40%，是在地热水对流过程中释放的，这种过程使我们对地球热性质和热历史的所有模式有了新的认识。

目前，测量热流的常规方法是根据固体传导原理用3－15式测算通过沉积物的热流量。存在有热液循环时，高温水通过裂隙直接溢出海底，有些高达300～400 ℃，以这种方式释放出的热量用常规方法是无法测知的，即地热水对流作用导致了洋壳内热的部分散失，洋中脊实测热流值小于理论值就容易理解了。在大西洋中脊332、和333号深海钻孔中进行的热流测量，只得到25±4 mW／m²的低值，与该处的理论值268 mW／m²相比显然小多了。这也是因为只能测得由传导所输送的热量，而大部分热量通过洋壳中的热水循环散失到海底表面之故(图3－21)。

海底在不断自中脊轴向两侧扩张的过程中，同时接受持续的沉积作用，随着海底年

龄的增长，距中脊轴越来越远，沉积物厚度会越来越大，地形亦愈平坦，洋壳内的热液循环作用就会逐渐变弱，以至停息。这是因为，沉积物特别是粘土质沉积物的渗透率很差，同时，在热液循环过程中析出的矿物质亦会逐渐堵塞岩层裂隙，使热水循环通道日益减少。当沉积物达到一定厚度时(据计算粘土质沉积物厚100 m)就能完全堵塞对流通道，沉积物的屏蔽作用便阻止了地热水循环的进行。这时地热就要全靠传导方式输送到海底表面，因而表现为观测值与理论值接近或完全吻合。各中脊地热水循环停止的年龄是不相同的，它与海底岩石和沉积物的渗透率(取决于物质组分、裂隙发育程度及孔隙率等)及沉积厚度(依赖于扩张速率和沉积速率)相关。至于各中脊地热水循环作用带宽度的差异，主要由扩张轴的扩张速率所致。

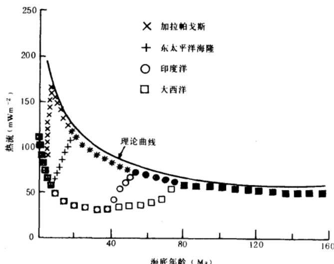


图3－22　世界海洋底热液循环停止的年龄

显然，海底热流实测平均值与理论值吻合时就意味着洋壳内地热水循环作用的停止。Anderson等人(1981)选择可靠测值进行分析，得出世界主要扩张轴热流量测值与理论值之间的关系，并由此确定了各大洋地热水循环停止时的海底年龄(图3－22)。在太平洋，地热水对流停止发生在20 Ma的年轻海底；而加拉帕戈斯脊只有4～6 Ma；大西洋为70～80 Ma；印度洋为40～60 Ma。在印度洋，比40 Ma年轻的海底，热流值误差相当大，平均值仅相当于理论值的二分之一。

关于洋中脊翼部低热流量的成因，有人曾归因于坡麓往轴部的热量水平移动，但对其机理仍不清楚。另有人认为，在中脊翼部的地壳下发生了吸热反应的岩相变化〔$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2+Mg_2SiO_4 \rightleftharpoons 2CaMg(SiO_3)_2+5MgSiO_3+H_2O$)〕，但这样的矿物组合在洋壳下是否存在还未确证。看来，把中脊两翼广大区域低热流的成因归结为中脊地壳内的地热水循环是适当的。当洋壳内存在热液循环时，每个测值都比区域理论平均值小，因此表现为低热流量区域，离开中脊一段距离后，由于热液循环已停止，测值围绕

着理论值呈正常分布。

四　热液循环的地质涵义

洋壳内热液循环理论不仅合理地解释了中脊热流分布的异常现象，而且对揭示地壳内正在进行的构造变动具有重要意义。

热液循环作用是在东太平洋海隆东北部轴裂谷带发现的。研究表明，裂谷现正以6 cm／a的速率扩张着。扩张中心通常由四个构造带组成(图3—23)。第一带为宽约1 km的极年轻的玄武质熔岩区，几乎都显示出水下喷发所特有的“枕状”，无沉积物覆盖。两侧为宽0.5～2 km的裂缝带，热液循环作用旺盛，裂缝显然是新形成的洋壳在水平方向上加速扩张造成的张裂隙。裂缝往往平行于轴谷走向，与扩张方向垂直。到第三带，正断层开始发育，它们是由于在主应力为张力的岩石中突然发生垂直运动而形成的，沿断层面的滑动引起频繁的地震。断层几乎是垂直的，看来像巨大的阶梯，断崖即出露的断层面，一般向着扩张中心高达70 m左右。外侧第四带距扩张中心约10 km,活动断层作用已明显减弱，推测洋壳的水平加速作用也明显减小。中脊轴裂谷带的地壳活动性恰与热液循环作用区一致，故可以作为地壳活动性的标志。

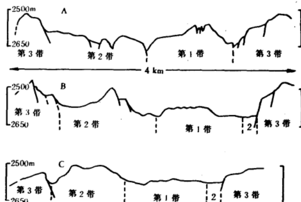


图3—23　由热液水循环作用所揭示的扩张轴的构造带(东太平洋海隆21°N附近)(据R. D. Ballard,1981)

近几年来，除在大洋中脊确认了地热水循环作用的存在以外，还在其它非中脊所处的许多海区，如马里亚纳海槽、冲绳海槽等岛弧后的边缘海盆亦都发现了不亚于洋中脊的地热水循环和热液变质作用的证据，说明马里亚纳海槽和冲绳海槽现在仍在进行扩张活动，可以把它们看作目前仍在活动的弧间或弧后盆地。

对海底热流详细测量的结果表明，地壳内热液活动的事实似乎存在于相当一部分世界海底中，还有证据说明热液系统也可以存在于板块中部和断裂带。看来，洋壳内的热液活动并不是一种局部现象，其意义是深远的。

地热水循环发生在新形成的玄武岩地壳内，这就有可能使得洋壳形成之初的玄武岩在热液作用下发生化学变化，这类变化的性质和程度对海洋岩石圈之岩石学和地球化学都会产生重大影响。现已查明，洋壳中的热液活动会导致大洋化学平衡的重大变化，即海水与玄武岩地壳间在地热水作用下的高温化学交换。

构成玄武岩洋壳的物质在有海水存在的情况下是不稳定的。在低温为主的海底环境，化学反应极其缓慢。但在高温条件下化学反应就迅速得多了，这种反应过程会使Mg从海水中迁移到地壳中，Ca、Fe、Mn、Cu、Zn、Si等元素则从玄武岩地壳迁移到海水中。当溶解在热海水中的金属离子在循环作用下重返海底时，由于环境的改变，便以金属硫化物、硫酸盐或氧化物的形成沉淀在海底热泉或热液喷口周围，或在海洋底被搬运一段距离后沉淀下来，形成具有经济价值的热液矿床。在裂谷带发现的“热液丘”和“烟囱”体，主要是Fe、Zn、Cu的硫化物及Ca、Mg的硫酸盐所组成的。据对东太平洋一处热液矿床样品金属含量的测定得知，其中含Fe 39%，Mn 6.5%，Cu、Ni、Zn各2.5%左右，还有Pb、Hg等。放射性测年资料表明，最小成矿年龄只有20 a，是现代成矿作用的最好例证。因此，可以把那些正在发生热液活动或地热水循环的热液场作为研究现代成矿作用的“天然”实验室。

五　洋壳初期表面形态变化的热力学模式

(一)简单的热力学模式

洋壳形成初始阶段，中脊表面形态随着扩张速度的变化以及转换断层交汇处的距离而呈现系统变化。一般来说，扩张慢(<3 cm／a)的洋中脊以宽数十公里、深1 km以上的轴部谷地为特征，而扩张快的洋中脊具有宽度大体相似的轴部“高地”。中脊轴部断裂带的平均间距也与扩张速率有关，例如，北大西洋中脊(全扩张速度约2 cm／a)，平均每隔50 km出现一个小型断裂带；而沿东太平洋海隆(全扩张速率约15 cm／a)，断裂带间距为数百公里。不论在快速扩张中脊还是慢速扩张中脊，断裂带交会处的脊轴部位都发生下陷，形成“横断洼地”(intersection deeps)。根据地幔扩散的几何形态和控制中脊轴部岩浆房均衡大小的热力学参数概括出的热力学模式，能够解释洋壳初始阶段表面形态的变化。

洋中脊是地幔物质扩散的场所，中脊之下，地幔物质上涌，横向扩散形成海洋岩石圈。同时，在地幔物质涌升过程中，玄武质熔浆逐渐形成。熔浆向上移动，最后聚积在由扩散残余地幔表面形成的轴部谷地中。因聚积的玄武质浆液上表面与海水接触，故冷凝结晶形成洋壳。凝固的洋壳不断远离扩散地幔背后的岩浆房。这一简化的热力学模式如图3－24所示，作为地幔上涌副产物产生的玄武质熔浆按一定速度dM/dt进入岩浆房，假定为均衡状态，则单位时间内必须有同等质量的玄武岩物质离开岩浆房。即玄武岩物质在岩浆房边界上“冷凝”的速度也等于dM/dt。以此速度形成洋壳时则下式成立：

$$dQ/dt = l \cdot dM/dt \qquad (3-18)$$

式中，Q为热量，t为时间，M为熔浆质量，l为玄武岩熔化潜热，该热能最终必定以传导和对流方式通过岩浆房盖输送到海水中散失。这个关系式适用于那些不紧靠断裂带的中脊地段，

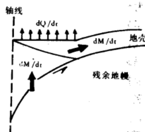


图3－24　洋中脊岩浆房的热力学模式

(据*K. D. Nelson*，1981)

中脊轴部岩浆房的均衡大小(宽度)取决于以dQ/dt将热量从岩浆房传出所需要的岩浆房盖的宽度。由于dQ/dt直接与产生岩浆的dM/dt有关，故扩张慢的洋中脊dM/dt低，岩浆房较窄；扩张快的洋中脊dM/dt高，岩浆房就较宽。

热力学制约作用对岩浆房的影响如图3—25所示。岩浆房的位置在扩散残余地幔表面所限定的“轴部谷地”内。在慢速扩张中脊，dM/dt较慢，为使玄武质熔浆以相等速度冷凝和向海水释放热量的速度(dQ/dt)也必须慢。所以岩浆房的宽度和均衡体积相对较小，由扩散的残余地幔表面限定的谷地在地表局部表现为中央裂谷，如大西洋中脊(图3—25,*B*、*C*)。在快速扩张中脊，玄武质岩浆产生的速度大，其冷凝速度、单位时间内必须从岩浆房释放的热量，在岩浆房盖较宽时也比较大。在这种情况下，地表不出现裂谷或裂谷不明显，如东太平洋海隆的某些脊段(图3—25,*A*)。

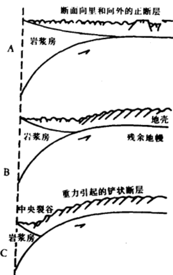


图3—25 热力学制约作用对岩浆房大小的影响(据*K. D. Nelson*,1981)

实际上，洋壳的整个厚度并非全由岩浆房盖下面物质的冷凝形成，部分上地壳由海底喷溢的火山物质组成，下地壳则大都由沉降到岩浆房底部的堆积物组成。后一过程还产生热，这些热终将通过岩浆房盖散失，因此并不改变基本的热力学模式。然而，海底火山作用却绕过岩浆房盖直接将dQ/dt的部分热量散失到海水中。不过，火山壳只是整个洋壳厚度的一薄层(约10%)，其形成必须相当于单位时间内产生的全部热量的一小部分。因此，即使火山岩层的厚度随扩张速度不同而有很大变化，扩张速度与岩浆房宽度之间总的关系也不会有很大改变。

(二)断裂带的热力作用

在断裂带交会处，中脊轴毗邻较老的冷岩石圈，这个冷的边界能够提供第二条释放岩浆房热量的通道。由玄武质岩浆冷凝在单位时间内释放出总热量的一部分将侧向穿过断裂带传给另一侧的较冷物质，这样，单位时间内必须通过岩浆房盖直接向海水释放的热量便有所减少。既使沿某段洋中脊的dM/dt很可能是恒定的，也可以预料，紧邻断裂带的洋中脊比距离更远者的均衡岩浆房要小。因此，洋中脊轴部岩浆房位于扩散残余地幔表面所限定的谷地内，往交会方向，岩浆房的均衡大小逐渐缩小，即可系统地增加中脊轴部的深度。在慢速扩张中脊，向着断裂带交会处，中央裂谷的谷底只是加深。在扩张速度适中的中脊，岩浆房均衡大小的减小将在地表出现“无谷”地形向轴部裂谷地形的过渡现象。因此，图3—25也可看作是dM/dt恒定时扩张速度适中的中脊形态变化的现象，图3—25(*A*)可代表完全不受断裂带热作用影响的正常中脊横剖面，而图3—25

(B、C) 则代表逐渐向断裂带交会处接近的横剖面。

假设沿中脊轴产生玄武质岩浆的速度仅与扩张速度有关，即使岩浆房的均衡大小随着接近断裂带交会处而变化，沿走向形成洋壳的速度仍不变，故洋壳平均厚度不会随着接近断裂带变化。然而，有些断裂带附近形成的洋壳比正常洋壳薄，这意味着dM/dt向断裂带交会处逐渐变小。究其原因，很可能是因为这些地方上涌的地幔物质中局部熔融减少，或玄武质熔浆在穿过残余地幔上界面之前，某些部分已发生冷凝。由于dM/dt的减小能降低从岩浆房盖释放的热量，故在任何情况下，这种效应将加强热力作用引起的浅处形态变化。

据推测，与断带有关的这些效应在一定程度上依赖于邻接中脊轴的海洋岩石圈的年龄，因为较老的冷岩石圈 比年轻的较热岩石圈影响大。这表明，当扩张速度一定时，与大断距断裂带相邻的洋中脊，其形态变化明显，与小断距断裂带邻近的洋中脊，其形态变化幅度小，现有的测深资料符合这个规律。

(三) *岩浆房宽度对断裂带间距的影响*

岩石圈板块之间相对运动时，描述任何两个板块运动的瞬时旋转极也在移动。如果要求中脊的扩张段大致沿着通过瞬时旋转极的大环分布，而且转换段沿着环绕瞬时极的小环分布，则随着瞬时极的移动，扩张中心必须不断地调整其几何形态，即水平断距小的转换断层实际上是由于旋转极的移动而产生的。

慢速扩张中脊轴部岩浆房较窄，而快速扩张中脊轴部岩浆房宽得多。这一过程可用瞬时极的两个增量来解释，对于每一移动增量，图3－26都表示出形成的扩张轴或转换的几何形态(实线)以及直接在增量移动前后轴部岩浆房的地下界线(虚线)。对于瞬时极位置上的一个增量变化而言，在旋转极移动之前轴部岩浆房宽度限定的范围内，扩张轴可自行调整，而不产生穿透地壳的新转换断层。已知快速扩张与慢速扩张下岩浆房的宽度差，相同的增量移动则在快速扩张中心产生比较长的新脊段。图3－26还说明，新产生的转

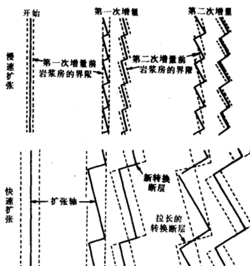


图3－26 瞬时旋转极对慢速(上)和快速(下)扩张中脊的影响(据K. D. Nelson, 1981)

换断层使中脊的原始水平断距在其形成的位置上等于或稍大于轴部岩浆房的宽度。然而，按照“第二次增量”的图解，在相同意义上旋转极的继续移动将导致这些新产生的构造拉长(即增加脊的水平断距)和旋转。与此类似，以后旋转极的颠倒将使它们变短。

这些特性表明，在旋转极移动速度不变或减小期间，除了转换断层和扩张脊段的旋转以外，扩张脊主要通过拉长或缩短原先存在的转换断层来调整。如果旋转极移动的速度增加到不足以快速调整现有中脊和转换断层的几何形态时，则产生新转换断层。如果在旋转极移动速度比较稳定的时期内，扩张速度减小到某一临界值之下，大概也会产生相同的结果。

关于岩浆房宽度与转换断层间距之间的几何关系对沿大西洋中脊和东太平洋海隆断裂带平均间距的差别提出了定性的解释。然而，必须指出，中脊—转换断层系统本身调整方向的实际机制似乎是复杂的。因此，对于任何给定的一组扩张速度和旋转极移动速度的“临界”转换断层间距做定量的予测，都会有很大困难。

(四)热力学机制对中脊形态的影响

根据洋中脊的实际测深资料以及由蛇绿岩研究推导出来的洋壳深部结构与热力学机制相结合综合出的地质剖面如图3－27所示。快速扩张中脊的地形是根据对东太平洋海隆3°25′S的详细研究概括出来的，脊轴部位具有宽约2 km、高100～150 m、拉长的轴部盾状火山，其两侧为边缘地垒和地堑地形，向西延伸约10 km，向东延伸约15 km。该区内区域性倾斜非常平缓，以起伏小于100 m，大致等距离紧密分布。以断层为界的脊、槽地形为最大特点，内外壁悬崖以大致相等的规模出现。在边缘地垒和地堑地形外面，区域坡度更趋平缓，地壳破裂成宽度更大、起伏更高、以断层为界的脊和槽，一般由地垒形成的脊宽2～4 km，界于其间的地堑槽深200～300 mm。

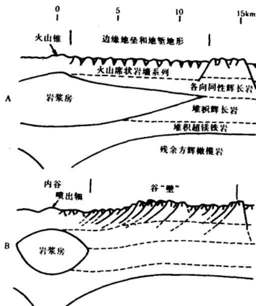


图3－27　穿过快速(A)与慢速(B)扩张中脊的地质解释剖面，水平与垂直比例相同(据K. D. Nelson, 1981)

在快速扩张中脊，要求散失较多的热，需要有一个宽的岩浆房以便完全“填满”扩散的残余地幔表面限定的“凹谷”。结果，深部存在的这一特点在地表没有显示。在岩浆房宽度范围内的地形比较平缓，主要特点是在中央堆积成火山锥。岩浆房在水平方向上的界线在地表的标志，是由边缘地垒和地堑特有的小规模断块地形向该区域外突然转换为规模大得多的断块地形。据推测，这种地形变化反映出自岩浆房盖中较薄的脆性带到岩浆房外面相当厚度的脆性带的流变。最近在东太平洋海隆上的地震折射和多道地震反射测量结果揭示出，上升脊下确有大小类似于图3－27(A)所描述的岩浆房。

图3－27(B)代表慢速扩张中脊的“平均”剖面，是根据法美大洋中部水下研究计划(FAMOUS)所获资料绘制的。在FAMOUS研究区，大西洋中脊被转换断层分为四个扩张部分，轴部裂谷宽25～32 km,转换断层交会处裂谷整体起伏约1100 m.现代火山作用局限于中央“内裂谷”中，详细的测深和磁异常研究揭示出中央火山带的宽度沿其走向和随着时间都有变化，一般为2—11 km.在内裂谷和周围断裂山顶之间，以断层围绕的断块地形为主，其内壁悬崖较陡，顶部表面平缓地向后倾斜。在某些地方，裂谷呈现出由较陡的“内壁”和“外壁”分隔的明显阶地，而在另外的地方，阶地并不明显。

在慢速扩张中脊，由于热量散失的要求比较小，故形成比较小的均衡岩浆房。其结果，扩散地幔表面限定的凹谷局部反映在地表上，形成中央裂谷。这时，岩浆房的水平界线位于地面上地壳断块首先开始经历系统上升的地方，这与内裂谷边缘相当。在下伏有岩浆房的区域内，岩浆房盖的固体物质浮在下面的液体之上。因此，这一区域中地幔向上运动的分量不反映在地表上，在岩浆房边缘，形成房盖的固体物质“焊合”到组成“房衣”的物质上。由于后者被限制服从地幔流线，在该处新形成的洋壳开始向上和向外移动。这样，向上和向外移动的副产物在新生洋壳中产生内壁铲状断层，沿着这些构造发生的移动在中央裂谷产生特有的内壁陡崖和平缓后倾的顶面。这些断层完全是重力塌陷构造，与保持中央裂谷的动力上升的关系并不重要。

(五)热点作用与中脊异常地形

越来越多的资料表明，大西洋中脊北段、冰岛南面的雷克雅内斯脊是一个速度非常慢的扩张脊。在该脊段却未发现应当正常出现的轴部裂谷地形，相反，脊顶倒是以轴部高地为特征，与快速扩张的东太平洋海隆某些脊段出现的轴部高地类似。往北，中脊轴部高地上升，直至露出水面成为岛屿——冰岛；往南，它的深度逐渐增加，然后被大西洋中脊典型的正常轴部裂谷式地形所代替。

这种地形变化与沿着中脊轴部喷发的年轻玄武岩的系统化学变化一致。这两种变化表明，雷克雅内斯脊受集中在冰岛下面的“热点”影响。据推测，这个热点代表某一类型的深部熔融异常。因此，在冰岛下面岩浆产生的速度非常高，沿脊轴远离冰岛而系统地降低。由于雷克雅内斯脊处在中间位置，所以它经历的玄武质岩浆产生的速度(dM／dt)比相同速度下扩张脊的正常速度要高。因此，它比典型的大西洋中脊有较高的热量散失的要求和较宽的岩浆房。这样，便导致雷克雅内斯脊顶表面地形类似于快速扩张中脊正常出现的“无谷”地形。原来设想，雷克雅内斯脊下岩浆房的宽度可能比其更南面为大，目前发现的间隔明显变宽的转换断层证实了这一预测。

第五节　结晶洋壳的内部构造和形变

一　洋壳内部构造的典型剖面

根据在世界大洋不同构造带所取得的多道地震反射剖面资料，可把大洋深海盆地的洋壳构造看作原始构造，一般分为四个与地震反射层相对应的构造层(图3－28)。

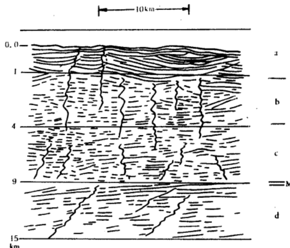


图3－28　深海盆地中典型的多道地震反射剖面。a.第一岩层，透镜一断块状岩层；b.第二岩层，断块状岩层，断块被垂直断裂带分割；c.第三岩层，断块状岩层，断块被近似垂直的断裂带分隔；d.第四岩层(上地幔)，断块一层状岩层，断块被近水平断裂带分隔；M.莫霍面　(据Л.И.Коган,1987)

第一岩层在地震剖面上部0.5～2.0 km,具透镜体一断块模型。透镜体一般长3～5 km,厚0.1～0.3 km,断块宽可达10 km.该层总厚度0.3～3 km,平均厚1.5 km,层速度平均值为3～5 km／s.地震剖面上的第二岩层为弱反射层，一般显示断块模型，厚度1～3 km.断块宽2～5 km,常被0.1～0.5 km宽的近于垂直或垂直断裂带分隔开，垂向位移0.2～1.5 km.该层速度为5.0～6.5 km／s,位于洋底之下1～3 km深处。第三岩层厚5～7 km,分为上下两层。上层厚1～2 km,其内断块规模减小到1～3 km,但反射强度反比第二层大；下层厚4～6 km,其内断块规模不超过1.5 km,断块被倾斜断裂分隔，速度值为6.5～7.6 km／s.第四岩层在洋底之下7～12 km,据其埋深属上地幔，下界面很可能位于15 km或更深，因现代技术尚不能确切测定。该层具独特的层状一断块模型，断块规模一般为5 km,大者不超过15 km,断块内可划分出厚度为0.5～1 km的近水平向地层。

根据多道地震反射剖面资料，结合地震测深、海底取样以及深海钻探的资料，可建立起深海盆地洋壳构造的概括性地震模型(图3－29)，通常把它看作是洋壳构造的标准模型。

二　洋壳内部构造的各向异性

洋壳内部构造的各向异性表现在垂直和平行于裂谷轴向的各构造层具有不均匀特点。在中脊固结壳上部岩层中未发现与深海盆有何明显变化，但靠近轴部，第一岩层中

的断块宽度减小到1.5 km，纵断距增加到1.5～2 km。在平行于中脊的剖面上，上部岩层中断块平均宽为3～5 km，但平均厚度距脊轴越近变化越小。第二岩层的构造变化比深海盆小，裂谷轴部断块宽度减小到1.5～2 km。第三岩层随着逐渐接近脊顶，厚度从5～7 km直减到裂谷轴的完全尖灭，断块规模也随之减小到1 km。第四岩层在脊顶和裂谷轴普遍抬升，且很明显，但抬升并非均匀发生而呈阶跃式。图3－30表示大西洋中脊裂谷洋壳的部分地震剖面。根据对 78°N～30°S之间不同纬度上的大西洋中脊地震剖面所做的分析，发现它们在具有洋壳主要岩层构造的背景下，不同等深面上洋壳构造的个别部分存在较大差异，说明大西洋中脊洋壳构造具不均匀特点。在太平洋和印度洋，中脊固结壳构造与大西洋类似，亦具差异性。但是，东太平洋海隆上面三个岩石构造层中不均匀层(断块、透镜体)的规模比大西洋中脊小1／2至3／5，且离散范围也较窄。

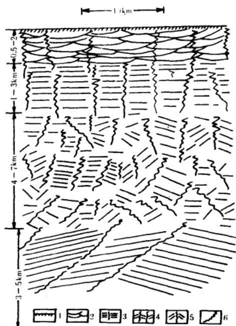


图3－29　正常洋壳内部构造的概括性地震模型(1. 洋壳；2. 透镜一断块状岩层；3. 断块状岩层；4. 断块状岩层；5. 上地幔、断块一层状岩层，6. 断裂带。(据Л. И. Коган，1987)

大洋中的海底高地，如西北太平洋的沙茨基海隆、赫斯海台和大西洋的塞拉利昂海台等，除地壳厚度比深海盆明显增大外，其岩层的内部构造变化不显著。一般，在沉积层与海盆中划出的上部构造层之间出现一个新层，V_p为3.5～4.5 km／s，厚度为0.5～2 km，是近水平向长达15 km的透镜体互层，透镜体规模比深海盆第一构造层中的大得多。在这些巨大海底隆起区的反射地震剖面上可看到上构造层界面对称于隆起顶部的反向下沉，与此相对应的是第二岩层和第三岩层的增厚。界面反向下沉可能是古火山喷出口的崩塌或构造聚敛引起的，第二岩层因此而得到增厚，第三岩层则在第二岩层的重力作用下拗陷，第四岩层(地幔层)也下沉到较大深度。在海底隆起高地区可划分出许多这类构造，根据这种构造和地壳主要岩层的内部构造，可把这类海底高地看作是由个别火山建造组成的火山岩体。

在洋底深断裂带，洋壳基本保持着深海洋壳内部构造的主要特征。根据其构造变形

的应力大致可分为三类。第一类如大西洋的罗曼什断裂带等，具有与拉张形变有关的构造单元，把地壳分隔成1 km左右的小断块，形成垂向位移1.5～2 km的正断层阶地。其轴部地壳内部构造的总体特征与裂谷轴带非常相似。第二类如太平洋埃尔塔宁断裂带，地壳的构造特征与挤压形变有关。在断裂带轴部，地壳被分隔成断块，断块规模从5 km减小到1 km，并被逆掩断层和逆掩型断裂带分隔。在其第三层内可看到巨大逆掩断层，在逆冲盘形成长垣型海岭，在俯冲盘形成深陷谷地，地形深度差达数公里。第三类深断裂带主要特征与第一类相似，但在由断裂造成的裂谷轴带未观察到地幔层的抬升。故深断裂带洋壳的构造与海盆正常洋壳的差异，除了主要的位移变形外，还有主要发生在第三和第四构造层上的拉张和挤压变形。



图3－30　大西洋中脊裂谷带洋壳的部分地震剖面，图例与图3－28同　（据Л. И. Коган, 1987）

三　洋壳内部构造和形变的动力学机制

正常洋壳分成强度各异的不均匀构造层的初始分异是在洋壳形成过程中发生的，依赖于不同温度、压力条件下不同岩石的断裂。正是这种分异在应力作用时造成了洋壳的动力不稳定和构造分层。当岩石圈板块发生全球性运动时，板内地壳会对施加其上的作用力发生分异反映。所形成的强度各异的初始不均匀构造层，对施加其上的应力也会发生不同反映。这就为地壳和上地幔内的各层发生区域性不和谐运动创造了条件，并可在岩层界面和板块内部导致壳内形变。

根据裂谷带洋壳生成的现代地球动力学观点可以设想，裂谷带地壳的每一个断块均与裂谷形成的一次旋回(脉冲)相对应。每次旋回包括地壳破裂、深部物质侵入、地壳张开达到侵入体的宽度、地壳凝固。根据断块发育的其它动力条件及其在裂谷侧边的形变、热液作用对新地壳产生过程的强烈影响以及在凝固和偏离裂谷轴过程中地壳的破裂，可解释在深地震反射剖面上所辨认出的洋壳内部构造的基本特征。

透镜一断块状构造反映了火山成因的沉积和在裂谷作用下依次旋回期间溢出海底的熔岩流之声波不均匀分布的特点。把透镜体分割成断块的垂直断裂，对应于在裂谷作用下依次旋回期间形成于地壳中的“擦痕”和熔岩流凝固裂缝。因此，当扩张速度恒定时，断块宽度可指示深部物质的侵入强度；当扩张不连续而侵入强度恒定时，则指示裂谷作用旋回的时间。断裂的垂直位置一般是由与压力、温度、拉张速度、凝固物质的构造和组分有关的裂隙形成机制决定的。一般认为，在透镜－断块状岩层的深度(0～3 km)范围内，温压条件主要可使张裂型断裂发生脆性形变，形成垂直断裂带，但不会使地壳发生宽度很大的破裂。

第二断块状岩层对应于岩墙状岩体，与第二地震反射层下部和第三层上部相当。在这个深度上保持着侵入物质冷却时产生垂向脆性断裂形变的温压条件。故第二构造岩层

是产生于裂谷带的深部物质的侵入体，在裂谷带之外，则是裂谷侧翼的垂直断裂和侵入体中的垂直裂缝。随着远离裂谷轴和侵入体的逐渐冷却，部分裂隙在热液和不同温压条件下发生闭合，使第二构造岩层中断块的宽度随远离裂谷轴而明显增大。但在离开裂谷轴200多公里后，断块规模则保持不变。

第三构造岩层具纯剪切形变逐渐过渡到均匀流动型假塑性破裂的特征，因而裂隙倾角变缓，从岩层上部的近垂直和陡倾斜变化到底部的近水平。根据倾斜特征和断裂规模，可在地震剖面上将第三层分为两个或多个分层。

根据埋深第四构造岩层属于上地幔，其温压条件决定着这里是均匀流动型的形变。该层具有分散的裂隙，裂隙的规模随深度的增大而减小，介质则具有更强的塑性特点，结果导致了在地震剖面上可看到的M面以及更深处断裂带之倾角的变缓。

要认识M面之下的形变特征，还需了解在大洋上地幔特有温压条件下橄榄岩破裂的机制。对网状蛇纹岩的地质研究表明，蛇纹岩中脆性状态转变为塑性状态，是在约2×10^{13} Pα的压力条件下实现的，与0°<T<350 ℃范围内的温度关系不大。所以，对正常洋壳说来，当压力约为2×10^{13} Pα时，大概可抑制蛇纹岩中的小裂隙；当压力和温度很大时，则可导致塑性形变。

如果地壳中的压力仅仅取决于上覆岩石的密度，并随深度增加，则使小裂隙抑制过程开始的压力为1.5×10^{13} Pα，与辉长岩底面深度大致相当，在地震剖面上该层对应于第三构造层上界面。使网状蛇纹岩中小裂隙完全抑制的临界压力为2.6×10^{13} Pα，与辉长岩层之下3～4km的层面相当，在正常洋壳剖面上该层面显示为第三构造岩层的底界(M面)。海底高地、深海沟以及具有壳下地幔挤压组分的转换断层，很可能是在压力为4×10^{13} Pα，温度小于460 ℃时开始塑性变形的。在深地震剖面上，位于15～20 km深度的第四构造岩层，其温度和压力条件能够保证在挤压动力环境中形成的叶蛇纹石具有塑性状态。

可以设想，在各种地球动力带中，地壳下部岩层和地幔上部岩层是在挤压动力环境中由初始的正常地壳构成的，即叶蛇纹岩。第三构造岩层在裂谷轴部尖灭，可能是由于温度随深度增加而导致具塑性特点的第四构造岩层急剧上升之故。海底之下4～7 km处，温度达到550～1200 ℃时，既使压力不大($1.5\times10^{13}<P<2\times8^{13}$ Pα)，也可使岩石呈塑性状态。在裂谷带深地震反射剖面上存在着直接位于第四层之下的地震“透明层”，可能在这里有岩浆房形成，而且软流圈靠近岩浆房的底部。

用裂谷作用和岩石形变的理论不但能阐明深地震剖面上看到的洋壳内部构造的一般规律，还可解释与裂谷轴垂直和平行方向上洋壳内部构造的各向异性。如果认为在裂谷中张力垂向地作用于裂谷轴，则构造岩层中的所有岩石的形变都会使岩石沿垂直于裂谷轴的方向发生轻微破裂。前述大西洋裂谷带洋壳内部构造不均匀层的规模与太平洋有明显差异，可能是这些扩张带中裂谷作用的不均匀性(断续扩张)所致。

最新的地球物理研究表明，应力垂直分量的变化，与温压条件随深度的变化一样，是非线性的。参数的非线性变化是地壳中所发生的各种内部作用造成的。当温压条件随

深度而变化时岩石会发生非线性形变的理论，能够解释不均匀层的规模随深度的减小和断裂带倾角随深度的变缓。在各种构造带(如深断裂带、海底高地等)中发生的使正常的、开始不均匀而在生成过程中变形的区域性作用力，还能进一步促使洋壳在其上所施加力(取决于其强度和方向)的作用下产生一些次要的构造特征。

主要参考文献

〔1〕 上田诚也等，1982,海洋底板块构造(原名：变动する地球，于纯仁等译，1986)，地质出版社。

〔2〕 小林和男，1977,海洋底地球科学(袁家义等译，1980)，海洋出版社。

〔3〕 李学伦，1982,海洋岩石圈的热模式及海底地壳的地热水对流，海洋通报，1(6)，85～92。

〔4〕 许靖华，1988,海洋地质学的进展，海洋地质与第四纪地质，8(2)，1～13。

〔5〕 金性春，1984,板块构造学基础，上海科学技术出版社。

〔6〕 Anderson,R.N. et al, 1981, Oceanic Heat Flow,The Sea Vol.7(The Oceanic Lithosphere, edited by C.Emiliani), 489—524, John wiley & Sons,Inc.

〔7〕 Anderson,R.N. and M.G.Langseth, 1981, The Mechanisms of Heat Transfer Through the Floor of the Indian Ocean,Seafloor Spreading Centres Hydrothermal Systems, edited by P.A.Rona et al, 116—234, Dowden, Hutchinson and Ross,Inc.

〔8〕 Anderson,R.N., 1986, Marine Geology, John wiley & Sons,Inc.

〔9〕 Ballard, R.D. et al, 1981, East Pacific Rise at 21°N; the volcanic and hydrothermal process of the central axis, Earth.Planet.Sci.Letters, 55(1), 1—10.

〔10〕 Furlong,K.P.& Chapman,D.S.,1987,Thermal State of Lithosphere, Review of Geophysics, 25(6), 1255—1264.

〔11〕 Fyfe,W.S. & Lonsdale,P., 1981, Ocean Floor Hydrothermal Activity, The Sea,Vol.7, (The Oceanic Lithosphere,edited by C.Emiliani), 589—638,Jhon Wiley & Sons , Inc.

〔12〕 Harrison,G.A. & Bonatti E.,1981, The Oceanic Lithosphere,The Sea,Vol.7, 21—48,John Wiley & Sons,Inc.

〔13〕 Lamont—Doherty, 1982, DSDP hole 504B, The First Reference Section Over 1km Through Layer 2 of the Oceanic Crust, Nature, 300, 589—594.

〔14〕 Lewis,B.T.R., 1983, The Process of Formation of Ocean Crust, Science, 220(4593), 151—157.

〔15〕 Macdonald,K.C. et al, 1988, A New of the Mid—Ocean Ridge from the Behaviour of Ridge—Axis Discontinuities, Nature, 335(6187), 217—223.

〔16〕 Nelson, K.D., 1981, A Simple Thermal—Mechanical Model for Mid—Ocean Ridge Topographic Variation, Geophys.Jour., 65(1), 19—30.

〔17〕 Непроцнов,Ю.Л. и Буравшев,А.А., 1988, Основые Результаты и Проблемы Изучения Океанской Литосферы Океанология , Вып.3, 420～429.

〔18〕 Хаин,В.Е., 1988, Тектоника Плит Двадцатв Дет Спустя (Размышления о Прошлом, Настоящем и будушем), АН СССР; Геотектоника, Вып. 6, 3～17.

〔19〕 Коган Л.И., 1987, Внутренняя Структура и Дефрмации Океанической Кристаллической коры (по Данным Многоканального Сеисмического Профилирования МОВ), АН СССР; Геотестоника.

〔20〕 Левин, Л. Э., Хаин, В. Е., 1987, Типы Литосферы Континентов и Океанов, Статья 1, Исходные Параметры, Ложе Океанов, Вестник Московского Университета, серия 4, Геология, вып. 3, 3—17.

(李学伦)

第四章　板块构造理论及地体学说

前　　言

本世纪60年代形成的板块构造理论是多学科相互结合、渗透发展起来的全球构造理论，是现代地球科学研究重大进展的里程碑。在推进地球科学基本理论的发展方面产生了深远的影响。地质学在板块构造的理论基础上重新建立了理论体系，并成为当前地质学的理论核心和指导思想。因而板块构造学说的建立不愧是地球科学领域中的革命。

在板块构造深入研究的基础上，70年代末期又发展了地体说。地体说的全名是构造地层地体说(tectono—stratigraphic　terrane)。地体说认为，在海底扩张中大洋板块驼载着大陆碎块、海岭或海底高原向大陆板块俯冲，被驼载的大陆碎块、海底高原和大洋沉积物被刮下来贴并增生到大陆边缘上。尤以太平洋活动型大陆边缘著称。

大洋板块向大陆板块俯冲，导致俯冲带产生了岛弧—海沟体系，构成了地球上地震、火山活动，强烈变质及构造活动最集中最壮观的构造带。因而可将其称为板块俯冲地质。

第一节　海底扩张

50年代在古地磁学研究方面取得重大进展，从而使一度消沉的大陆漂移学说重新复活再度兴起。50年代至60年代以来海洋地质研究成果，不仅支持了大陆漂移学说，同时促进和发展了海底扩张学说。60年代初期，美国地质学家赫斯(H. H. Hess　1962)和迪茨(R. S. Dietz　1961)首先提出了海底扩张学说。该学说认为、新的大洋地壳是地幔物质沿大洋中脊轴部涌出冷凝而成，并推动着先前形成的洋底沿洋中脊向两侧扩张，洋底以每年数厘米的速度向外扩张。在大西洋扩张的洋底驼载着相邻的大陆块向洋中脊东西两侧运移，新生的大洋不断扩展，两侧大陆不断远离而去。在太平洋，扩张的洋底与大陆边缘相碰撞沿海沟向下俯冲，重新返回到地幔中，这样不到两亿年大洋底就可更新一次。与海底扩张有关的事实，主要有以下几方面：

一　大洋中脊

大洋中脊一般分布于大洋的中部，唯太平洋中脊偏离中心位居太平洋东部，故称东太平洋中隆。三大洋的洋中脊相互连贯构成全球大洋中脊系(图4—1)。沿大洋中脊轴部不同程度发育着大洋中央裂谷。总长约80000 km,并与大陆上的裂谷带首尾相接，从而构成了世界上规模最宏大的张裂谷带。熔融的上地幔物质就是沿此不断上涌，形成了洋中脊轴部庞大的高热流异常带。为地幔对流和洋中脊的形成提供了证据。据梅纳德(H. W. Menard)估计每年从洋中脊裂谷中喷出的火山物质约4 km^3。

近年来深水载人潜艇潜至洋底观察发现。中脊裂谷谷底几乎全部为新火山物质，火山岩呈新鲜的玻璃光泽，玄武质溶岩流具水下喷发特有的枕状构造，并为断裂所切割。对大西洋亚速尔群岛西南大洋中脊裂谷的观察(1973—1974)发现裂谷内有大量的盾状火山及一些不大的火山口，谷底布满枕状火山熔岩，岩石年龄一般不老于0.2 Ma.在对加里福尼亚湾口处东太平洋中隆观察发现，大洋裂谷正以每年6 cm的速率向外扩张着。在对太平洋复活节岛附近洋中隆观察则发现，正以每年18 cm的速率向外扩张。

据地震反射资料，大洋中脊地壳厚度普遍小于正常大洋地壳厚度。比正常大洋盆地减薄1～2 km、轴部可减薄2～6 km.其原因是：轴部普遍缺失第一层，部分层中脊第二层缺失，第三层直接出露洋底或第二层存在，缺失第三层，通常第三层大洋地壳厚度普遍减薄。中脊轴部下普遍存在异常上地幔层(地幔垫)其波速值在7.2～7.8 km／s左右，比正常上地幔速度值小6—7%.在重力方面大洋中脊重力异常值与周围深海盆地比较，重力值显著降低，洋盆布格异常高达＋400 mGal,而中脊轴部的中央裂谷带重力值极低仅＋130～＋200 mGal,反映洋中脊轴部以下存在低密度物质，亦证明这里存在着熔融的岩浆物质。为大洋中脊中央裂谷是扩张中心提供了证据。

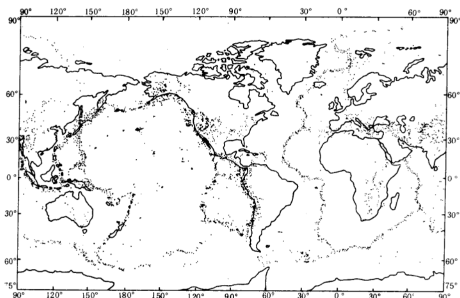


图4—2 1961～1967年期间记录到的全球29000次地震(≥4～5级)震中的分布(据M. Barazangi等，1969)

东太平洋中隆、大西洋中脊，印度洋中脊的南端相互连接，而它们的北端分别伸向

大陆。东太平洋中隆北端伸入加里福尼亚湾，潜伏于北美大陆西部；印度洋中脊北端则插入亚丁湾、红海与东非大裂谷构成了著名的三联点。大西洋中脊向北侧穿越北冰洋进入西伯利亚(图4—1)。

洋中脊并非连续不断，它们被一系列与大洋中脊轴线垂直的转换断层所切割，沿大洋中脊轴部分布的浅源地震带，构成全球性重要地震带。上述地震带是中央裂谷和转换断层活动的结果(图4—2)。

令人惊异的是，洋中脊轴部上成群耸立着由沉淀的硫化物构成的黑烟囱(参见图9—10)。它们高达10 m，直径宽约40 cm，由黑烟囱喷射出温度高达350 ℃云雾状黑色流体。在黑烟囱周围所构成的热水区，生长着白蟹和一些长达30 cm的白色大蛤，成群的鲜红色大型管状蠕虫在热水流中飘动着，从而构成了一个新的生态系统。大洋中脊是地球上巨型的张裂带，对研究地球内部物质构造和地球演化具有重要的意义。

二　海底磁异常与地磁年代表

五十年代，古地磁学研究方面有三大重要发现，即地磁极游、地球磁场倒转和海底条带状磁异常。五十年代梅森(R. G. Mason)等人首先在美国西部海域发现海底地磁条带异常及其错动，建立了地磁异常条带(图4—3)。之后，相继发现三大洋的洋底具共同特征，即平行洋中脊两侧均有明显对称的正向，反向相间排列的地磁异常条带。其中尤以北大西洋雷克雅内斯洋中脊的海底磁异常条带对称性最明显(图4—4)。



图4—3　温哥华岛外太平洋地磁异常条带相图。黑色—正向异常区；白色—负向异常区；BC—胡安·德富卡海岭；DE—高达海岭。(据雷夫、梅森和瓦因)

地磁场强度一般数百伽玛，地磁条带一般宽20～30 km，在延长方向上被垂直洋中脊的转换断层整体错断。这一现象当时令人迷惑不解，直到1963年英国学者瓦因—马休斯提出的瓦因—马休斯假说始得到正确的解释。瓦因认为，高温熔融的地幔物质沿大洋中脊的中央裂谷不断涌出，当温度冷却至居里点时，开始被地球磁场的方向所磁化，冷凝后的洋壳保持了当时地球磁场的方向。随着海底扩张，新的地幔物质又不断从洋中脊涌出和不断的被磁化，并将先形成的海底向两侧推移。由于地球磁场方向不断的发生周期性倒转，(人们将与现代地球磁场方向相一致者定为正向，反之则定为负向)海底不间断的扩张磁化，地球磁场方向不断发生周期性倒转，因而沿大洋中脊出现平行对称的正向磁化和反向磁化相间排列的条带状地磁异常。

为了使地磁场倒转时间定量化，考克斯等对距今40 Ma的大陆火山熔岩进行了绝对年龄测定，确定了距今4.5 Ma地磁倒转史，建立了第一个古地磁年表(参见图2—5)。

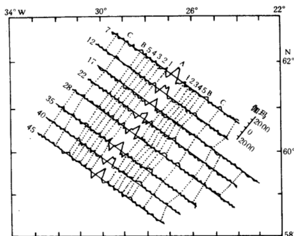


图4—4 横越雷克雅奈斯洋脊的地磁异常剖面图。剖面是投影在洋脊的垂直线上。A表示洋脊轴。(据海茨勒、勒比雄和巴伦)

与此同时在洋底海洋沉积物中也发现了地磁场倒转史。1966年拉蒙特地质所的奥普代克(N. D. Opdyke)等成功的测定了南冰洋和北太平洋沉积物岩芯柱状刻面，获得了惊人的成果。(图4—5)洋底沉积物精确的记录了地磁场倒转史。这一新发现从而开辟了洋底沉积物的古地磁地层学的新领域。

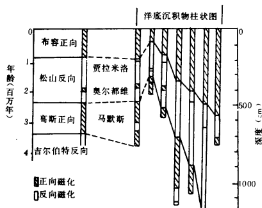


图4—5 洋底沉积物的地磁层序，南极深海岩心的古地磁测定。(据奥普代克、格拉斯、海斯和福斯特)

1968年美国拉蒙特地质所的海茨勒(J. R. Heirtzler)等人综合了三大洋中脊两侧的正负磁异常条带资料，(图4—6)并推算出距今约80 Ma以来的地磁转向年表(图2)。距今80 Ma以来地磁场曾发生过171次地磁倒转。海茨勒选其中的关键性磁场统一编成32个磁异常，以大洋中脊裂谷带为1号磁异常，依次向外类推。号数越大代表年代越老，这样每一个磁异常都有它相应的年龄，如似年轮，故称洋底等时线(图4—7)为确立海底扩扩

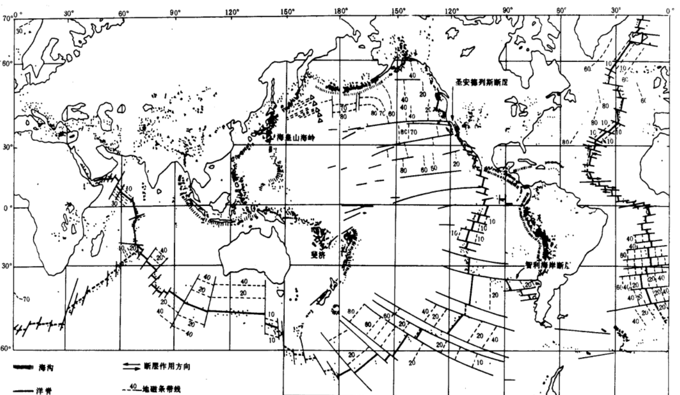


图 4—7 洋底等时线图（海底扩张图）

（据海茨勒 1968 年）

张学说提供了科学的依据。

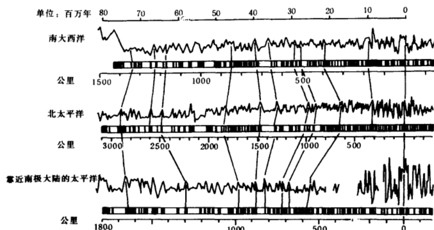


图4－6 大西洋、太平洋洋底条带状地磁的对比(Heirtzler等5人，1968)

三 大洋中脊热流

大洋中脊热流值高是近二、三十年来的一项重要发现。热流高值主要集中在宽约200～500 km的洋中脊轴部地带，其中以东太平洋中隆最宽，大西洋中脊和印度洋中脊热流带比东太平洋中隆宽度小的多。自洋中脊向两翼过渡热流值逐步递减，离中脊轴愈远热流值愈低，热流值与中脊轴的距离成反比关系。例如，东太平洋中隆轴部热流值平均为3.12 H.F.U.过渡至中隆两翼斜坡地带，热流平均值递减为1.70 H.F.U.至深海盆地热流平均值为1.3 H.F.U.距中脊轴最远的海沟地带，热流平均值仅0.99 H.F.U.大西洋中脊和印度洋中脊热流值分布亦有上述特征和分布规律。

大洋中脊轴部热流值高和大洋热流量分布规律，与海底扩张的理论完全一致，并为海底扩张说提供了重要的证据。炽热熔融的地幔物质，沿洋中脊轴上涌形成新的洋壳，因而中脊轴部热流值高，随着洋底不断扩张，洋壳逐渐变冷，故愈远离中脊轴热流值愈低。

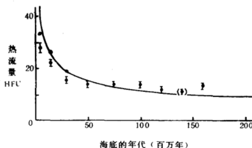


图4－8 海底地壳热流量的平均值和海底年代的关系
Sclater & Francheteau，1970)

根据海底扩张理论，可推出另外两个结论，1.即随

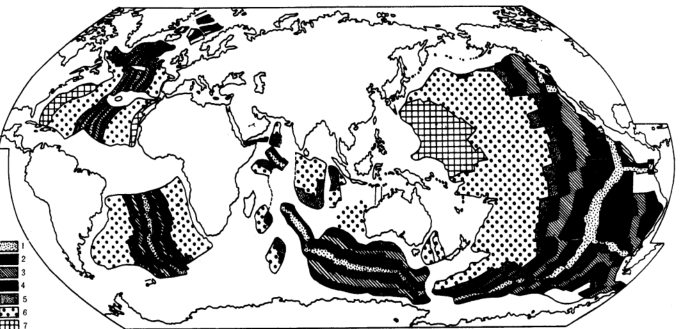


图 4—9 世界大洋底年龄图（W. C. Pitman 等，1974）

1. 更新世——上新世，2. 中新世，3. 渐新世，

4. 始新世，5. 古新世，6. 白垩纪，7. 侏罗纪。

大洋地壳年龄增长，热流量随之降低(图4—8)。2.由洋中脊轴部向两翼，随海水深度增深，热流值亦随之降低。岩石圈的厚度随之增厚，即水深的增大与岩石圈的厚度成正比关系。

四　海底扩张速率

海底磁异常条带至洋中脊的距离除以磁异常条带的年龄，即海底扩张速率。由于海底扩张是在球面上运动，故中脊处所处的地段不同。其变化范围每年约1～2 cm，(伊萨克斯，1968)。各大洋中脊扩张速率有差别，东太平洋中隆每年约以16 cm的速度向两侧扩张，而大西洋与印度洋中脊扩张速率每年小于8 cm。

总之，海底扩张速率若以每年数厘米速度递增，太平洋的海底不到二亿年即可完成。在世界各大洋深海钻探所采取的最老沉积物年龄不超过170 Ma.太平洋海底最古老的地壳在西太平洋日本南部伊豆—小笠原俯冲带毗邻地区发现，深海沉积物岩芯的化石标明，它是侏罗纪产物，洋底年龄不老于179 Ma.这就表明，世界大洋的洋壳都是在170 Ma以来新生的，相比之下，大陆最古老的岩石年龄约3.8 Ga,所以说占整个地球表面积60%的洋壳具有惊人的年青性。因此推知是中生代以来海底扩张产物。深海钻探所取得洋壳年龄的资料和海底条带磁异常年龄基本吻合一致。皮特曼(W. C. Pitman)等于1974年编制出新的世界大洋底年龄(图4—9)

笔者认为：海底扩张速率的增减快慢反映全球构造活动性的强弱，白垩纪以来的扩张速率极高，太平洋和大西洋海底扩张速率分别达到最高潮，曾引起全球性的海侵和全球性强烈构造活动。太平洋海底扩张速率曾以每年18 cm的速度向外扩张，并以极大的速度向欧亚大陆板块俯冲，所以白垩纪是我国东部构造活动和岩浆活动史上一个极其强盛的时代。

五　扩展性扩张*

海洋底的扩展性扩张是指转换断层一侧的扩张轴由另一侧的扩张轴生成的地壳中分离延展而形成的侵入现象，在加拉帕戈斯脊95°30′W表现得最明显。图4—10代表典型的扩展性扩张模式，扩张轴AB和CD被转换断层BC切割，但处在转换断层延伸线上的断层BF和CF相对于V字型呈倾斜状大幅度延伸。这种图式是由于一侧的扩张轴(AB)从另一侧的扩张轴生成的地壳中分离延展而形成的。这种侵入一侧的扩张轴称为扩展性扩张轴(AB)，其长度随时间增大。因新生成的岩石圈保持刚性特点，另一条扩张轴(CD)的长度逐渐变短而向后退缩，这种不断减小的扩张轴称为“衰退扩张轴”或“退缩性扩张轴”。

扩展性扩张是将加拉帕戈斯脊与胡安·德富卡脊做对比研究时发现的(Hey,1980)。现在已得到多道地震、超大型旁侧扫描声纳和深海拖曳探测仪等最新测量仪器所获资料的证实。于是，加拉帕戈斯脊的扩展性扩张披露于世，引起广泛注意。

扩展性扩张轴的方向通常与退缩性扩张轴的方向不同(图4—11)。按说，要保持岩石圈板块的刚体性质，既使扩张轴的方向不同，两者的扩张方向也必须一致。根据对加

* 五至八等四部分由李学伦编写。

拉帕戈斯脊实际观察，扩张方向与扩展性扩张轴垂直相交是自然的，具自然扩张方向的扩张轴正在成长，而呈斜交的非自然扩张方向的退缩性扩张轴正在逐步消亡。此外，扩展性扩张轴在其成长过程中，一般不与退缩性扩张轴相碰，即两者间转换断层的长度随着扩展的进行而逐渐增加。

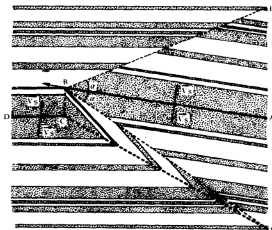


图4—10 扩展性扩张模式，据加拉帕戈斯95°30′W附近的观测资料编制。暗色条带为正磁异常部分。AB—扩展性扩张轴，CD—退缩性扩张轴，BC—转换断层，BE和BF—假断层，CF—夭折扩张轴，BCF—剪切变形带。(据Hey,1980)

在自然扩张的情况下，作为板块边界扩张轴的排列与两板块相对运动的方向呈直角状，且扩张方向为相对运动方向，即与扩张轴垂直相交。因此，扩展的扩张可看作是为适应板块相对运动的变化而产生的。这种观点可对频繁发生的扩展性扩张的胡安·德富卡脊作出合理解释。

胡安·德富卡脊位于太平洋东北部，其东侧是胡安·德富卡板块，该板块正在向北美大陆之下俯冲，所以胡安·德富卡脊已逐步贴近北美大陆。俯冲板块以其本身重量可以对整个板块产生拉张作用，随着胡安·德富卡脊向大陆靠近，因俯冲带长度发生变化，由板块自重产生的拉张作用的影响也发生相应变化，结果导致板块运动方向发生频繁变化。故太平洋板块与胡安·德富卡板块的相对运动亦频繁发生变化，与此相应，胡安·德富卡脊亦被迫修正其方向。扩展性扩张轴便能起到这种修正方向的作用，于是便导致了产生复杂假断层的扩展性扩张。

玉木贤策等人(1987)在日本海进行的磁异常详查也发现了伴随扩展性扩张产生的假断层。这说明，在日本海扩张过程中亦曾频繁地发生过扩展性扩张，而且在整个扩张期间的扩张方向是不固定的。

研究表明，上面提到的扩展性扩张通常与板块相对运动的变化有关，即扩展性扩张是由于其周围板块相对运动的变化而被动产生的。

最近，在某些中脊段的观测结果揭示了与上述不同的扩展性扩张现象，即扩展性扩张与板块的运动似无关系，很可能是一种源于地球内部的能动性运动。例如，在加拉帕戈斯脊85°W附近发现的扩展性扩张向东扩展，与前述95°30′W处向西扩展的扩张呈相

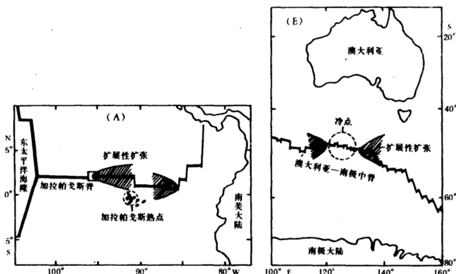


图4—11 加拉帕戈斯脊(a)和澳大利亚—南极中脊上观察到的成对扩展性扩张轴。(据玉木贤策，1987)

距不远的一对(图4—11a)。有趣的是，在相距不远的这对扩展性扩张轴之间分布有加拉帕戈斯热点。据认为，这两种扩展性扩张在离开一定距离后又被拉回，从热点附近分道，分别向东和向西扩散，说明扩展性扩张很可能与热点有密切的关系。

在澳大利亚—南极中脊发现的成对扩展性扩张却与上述加拉帕戈斯的不同，它们朝相互接近的方向发育(图4—11b)。根据对这一带中脊地形的研究，推测这一成对出现的扩展性扩张带之间的地下可能是冷点(地幔温度比其周围低)，而不是热点。在用地震法调查该处地幔的三维速度结构的分布时，亦证实该处地下存在冷地幔。如果扩展性扩张是从热点处成对向外扩散，而在冷点处成对收敛的话，那么扩展性扩张很可能与地球内部的对流运动有着密切的联系。

六 重迭扩张轴

重迭扩张轴是80年代以来发现的一种新的海底扩张构造(K. C. Macdonald等，1983；S. W. Fox等，1983)，也有人称之为雁列式超复扩张轴，指两个扩张轴重迭分布的现象，其模式如图4—12所示。一般，重迭扩张轴的宽度为1～15 km，重迭部分长度为3～35 km。由于重迭扩张轴的影响而导致扩张轴的分歧现象，分歧量相当于1～15 km。重迭扩

张轴的长、宽比大致固定，一般为3／1.在重轴扩张轴的两扩张轴之间有叫作“深孔”的深渊。

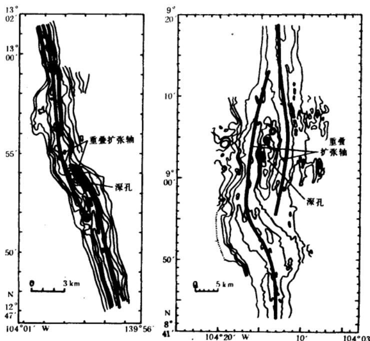


图4－12　在东太平洋海隆(13°N和9°N附近)发现的重迭扩张轴，左图等深线间距为20 m,右图等深线间距为50 m。(据K. C. Macdonald等，1983;S. W. Fox等，1983)

具有刚体特性的岩石圈板块通常只有一个扩张轴，故扩张轴重迭就很难理解。往常一直认为只有转换断层才能使扩张轴分歧，新近的重大发现则认为，重迭脊亦可使扩张轴分歧。

迄今的调查表明，重迭扩张轴广泛分布于东太平洋海隆、加拉帕戈斯脊和胡安·德富卡脊的全部区域内(图4－13)。但在大西洋中脊所做的非常详细的多道扫描测深调查，却没有发现重迭扩张轴。不过，在大西洋中脊的冰岛附近脊段，发现存在规模巨大的扩张轴的重迭现象。

如众所周知，大西洋中脊与东太平洋海隆的最大区别是其扩张速度具差异性。实际资料表明，重迭扩张轴似乎普遍见于扩张速度超过3 cm／a的扩张中脊带。这可能是因为在快速扩张情况下，岩石圈厚度还不足以使转换断层将扩张轴的微小分歧错开。在东太平洋海隆观测到的重迭扩张轴的最大分歧为18～20 km,根据前面提到的岩石圈厚度

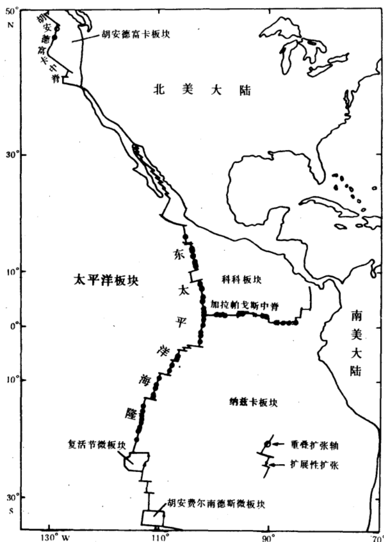


图4—13 东太平洋的重迭扩张轴和扩展性扩张(据玉木贤策，1987)

一年龄关系式换算成岩石圈的年龄约为0.25 Ma。岩石圈在这个年龄不能保持板块的刚体性质，故基于岩石圈板块刚体性质的转换断层无法发育。在大西洋，这种年龄(0.25

Ma)的岩石圈位于中轴裂谷内，也许这里存在着相当于重迭扩张轴的构造而尚未被发现。不过，有报告指出，在慢速扩张的大西洋中脊，既使在中轴裂谷内，岩石圈厚度(比快速扩张中脊厚)也不适合形成重迭扩张轴，其机理尚不清楚。

在冰岛发现有重迭扩张轴是大西洋中脊的一个例外情况，其原因可能与热点作用有关。冰岛是一个热点，地幔物质和热量供应都很大，与大西洋中脊其它部分相比，其岩石圈冷却得慢，与快速扩张脊的情况类似，所以在冰岛等有热点的脊段亦可产生重迭扩张轴。

为了阐明重迭扩张轴的产生，K. C. Macdonald等人和D. W. Oldenburg等人用腊制板块进行了模拟实验，以慢速和快速移动腊制板块，则成功地再现了转换断层和重迭扩张轴的产生。因扩张速度不同所导致的太平洋和大西洋的差异与实验结果完全一致，不能不让人相信重迭扩张轴的分布和形成机理的解释。在实验的基础上他们又进一步提出了重迭扩张轴的成长模式。该模式认为，重迭扩张轴中的一条轴不断成长，与另一条扩张轴连接，结果变为一条扩张轴；重迭扩张轴以外的成对扩张轴被隔离而消亡。不过，该模式还有待证实。

七　轴部岩浆房与重迭扩张轴间的关系

关于重迭扩张轴与轴部岩浆房间的关系，目前仍有截然相反的看法。以Lonsdale为代表的人认为重迭扩张轴因其扩张轴是双重的，故在扩张轴之中也是岩浆供应量较多的部分。他们还假定在重迭扩张轴之下存在跨越两个扩张轴的大岩浆房，由它向两个扩张轴供应岩浆。但是，以K. C. Macdonald为代表的人则认为，重迭扩张轴在其扩张轴之中也是岩浆供应量相对少的部分。他们假定重迭扩张轴和由重迭扩张轴所区分切割的扩张轴的一个分区，实际上与一个岩浆房相对应，并认为重迭扩张轴部分的两岩浆房的端部是岔开的，即重迭扩张轴的两扩张轴分别具有独立的岩浆房。

根据对东太平洋海隆扩张轴的详细地形调查，发现扩张轴的水深以两重迭扩张轴之间的中间部位最浅，而在重迭扩张轴处变深，转换断层则更深(图4－14)。它说明夹在两重迭扩张轴之间的扩张轴部分是海底扩张的最基本要素，与一个岩浆房相对应，并且岩浆房的中心部分由于岩浆上涌而变浅。

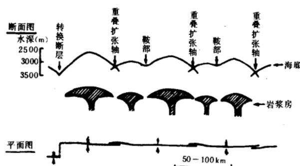


图4－14　轴部岩浆房和重迭扩张轴(据K. C. Macdonald, 1985)

每个岩浆房对应于由全球性板块运动所决定的海底扩张方向，从而导致张性裂缝的发育，在两者衔接处形成重迭扩张轴。但是，若两岩浆房前端部位衔接得很好，则不能形成重迭扩张轴而形成在扩张轴处水深加大的“鞍部”地形，其幅度为40～50 km。另外，在不同水深区还观测到超覆于岩浆房之上，幅度约100 km的地形，推测可能与更

深部的岩浆供给有关。

轴部岩浆房就是沿上述扩张轴分布的岩浆房。因其为流体物质，故与上覆玄武岩层在地震波传播速度上存在明显差异，来自岩浆房上界面的反射波与正常波相位呈递转形式出现。所以在地震剖面上容易识别岩浆房的存在，用多道反射地震探测法已在东太平洋海隆确认了岩浆房的分布(见图3－6)。

应用以大型气枪为声源的人工地震探测直接记录来自扩张轴下岩浆房上界面反射波之方法，确定了轴部岩浆房的宽度为3～4 km,距海底面深1～2 km。根据沿扩张轴取得的剖面，岩浆房上界面呈平坦状，而且M面可追踪到扩张轴部1～2 km附近，但在岩浆房下部消失。由此推断岩浆房呈蘑菇状侵入于M面之上的地壳内(图3－25)。在反射波地震记录上还发现，蘑菇状岩浆房之上正好是折射波地震探测所确定的大洋型地壳层2与层3的分界面。这充分说明前面提到的洋壳形成模式的可信性。

必须指出，重迭扩张轴并非固定地分布于某处，而是沿扩张轴发生位移，有人认为这是岩浆房本身在迁移。如果这种判断是正确的，则在东太平洋海隆扩张轴处，各岩浆房正缓慢地成行向南移动，在海底表面上则反映为扩张轴呈斜交的周期性起伏形态。由海洋资源卫星数据解释的全球重力异常图中，也可清楚地看到这种周期性起伏。不过，关于重迭扩张轴和岩浆房会发生迁移的问题，目前仍有争议。

八　重迭扩张与扩展性扩张的区别及微板块的发展

重迭扩张轴因其自身伴有扩张轴端部的扩展，故从表面看起来与扩展性扩张相似，但实质上两者间存在着重要区别。其一，也是两者间的最大差别：扩展性扩张轴在其存在的同时保持着岩石圈板块的刚体性质；而重迭扩张轴不能保持岩石圈板块完全的刚体性质。根据深海拖曳探测和深潜观察，发现形成重迭扩张轴的两扩张轴之间的地壳正在发生集积型变形。这说明重迭的两扩张轴同时在活动，故其周边岩石圈板块的刚体性质不能成立，从而在两扩张轴之间的地壳发生集积型变形。其二，两者的扩展范围差异明显，重迭扩张轴一般不超过年龄为0.25 Ma的地壳，而扩展性扩张轴则在1～100 Ma的地壳中扩展。况且，扩展性扩张轴未扩展到与相对应的扩张轴衔接的程度；但重迭扩张轴却一直向相对应的扩张轴扩展，并最终与之相连接。第三个区别就在于，扩展性扩张轴在扩展的同时逐步形成具有新方向的扩张体系；而在重迭扩张轴的情况下未发现有这种现象。

由上述可知，扩展性扩张与重迭扩张绝非同一扩张现象。K. C. Macdonald等认为，扩展性扩张最初也许发生于重迭扩张轴。这种推测意义深远，不过还有待进一步的研究来验证。

近几年与扩展性扩张和重迭扩张轴一起受到关注的另一重要现象是常常出现在扩张轴上的微板块。目前在东太平洋海隆上发现两个微板块：复活节微板块和胡安费尔南德斯微板块(图4－13)，其范围为方圆300 km左右。最新的研究认为这里也是扩展性扩张的活动区。在这里两条并列的扩张轴相距达300 km,而且双方均在活动，因此不一定是所谓的加拉帕戈斯型的扩展性扩张轴。不过，它们原来很可能是发育于加拉帕戈斯型的扩展性扩张。

最近在太平洋板块中发现了中生代微板块(麦哲伦微板块)的残余(R. L. Larson等，

1985)。研究结果表明，麦哲伦微板块在10 Ma内伴随扩展现象而成长。在此期间，其范围从方圆200 km成长为方圆700 km,之后突然停止成长。成长停止的原因尚不清楚。不过，由于扩张轴扩展，微板块由小发展到大的现象具有重要意义。

Handschumacher等新近重新鉴定了太平洋侏罗纪的线性磁异常，据此认为，在165 Ma前太平洋板块方圆只不过1200 km左右。由麦哲伦微板块的发展史进行类推，则南太平洋板块完全可能是从微板块发育而成的。若微板块是由于扩展性扩张而成长，则其起源也许是重迭扩张轴。如果这种类推的结论成立，甚至可以认为现代地球上最大的太平洋板块起初也起源于岔开距离仅几公里的重迭扩张轴。

扩展性扩张、重迭扩张轴以及扩张轴部的微板块都是大洋中脊构造研究的新领域。把这些表示新海底扩张构造的现象进行综合性研究，有可能揭示海洋底许多正在发生，但尚未被认识的地质现象。

第二节　板块构造

板块构造是在大陆漂移、海底扩张基础上，综合了岩石圈、软流圈、转换断层、岩石圈的俯冲与消减，大陆碰撞、地震及火山等系列概念而提出了板块构造说或称新全球构造说。

板块构造的基本内容是：漂浮于软流圈之上的刚性岩石圈并非统一的整体，被活动带和断裂带分割成若干大小的球面块体，即板块。全名称岩石圈板块。板块内部具刚性。板块的边界为洋中脊、岛弧—海沟系、地缝合线和转换断层等构造活动带，因而板块边界具强烈活动性。板块边界不停的增生和不断的消亡。当二板块相背而行则使海洋扩大，当二板块相向运动，则发生碰撞，通常大洋板块俯冲至大陆板块之下而消亡。或两大陆板块相碰撞，构成象喜玛拉雅山这样的褶皱带。世界上的地震、火山主要沿板块边界分布。1968年勒皮雄(X. LePichon)将岩石圈划分为六大板块，即太平洋板块、欧亚板块、印度洋板块、非洲板块、美洲和南极洲板块。除太平洋板块属海洋外，其余五大板块均包括大陆和海洋。目前多数认为地幔对流是板块运动的驱动力。

一　转换断层

大洋中脊被一系列垂直其轴线的断裂带所切割，使其两侧的洋中脊水平错动。但这种断层不是简单的平推断层，是洋中脊轴部向两侧扩张所引起的一种特殊断层。加拿大学者威尔逊(J. T. Wilson) 1965年称之转换断层并将其做为海底扩张和板块构造的重要证据。它与平推断层不同，转换断层造成的大洋中脊相对错动与平推断层所出现的情况完全相反(如图4—15)；平推断层沿整个断层发生错动，断层两侧洋中脊之间的距离，随时间推移逐渐加大。如果由断层所引起地震，沿整个断裂带都发生地震；而转换断层，相互错动仅发生在两中脊轴之间AB线段上，AB线段以外的断带上不互相错动而是相向移动。水平位移方向与两中脊的水平错开方向相反。由断层所引起的地震，仅局限在两中脊之间的AB线段上，以外则不发生地震。

垂直洋中脊轴的转换断层是等间距分布，断层线大致与纬线平行，保持恒定长度。

在地貌上常表现为不对称海脊、线性断崖和狭长海槽。两者高差达数公里，在地震剖面和重力上有明显反映。转换断层错动方向代表了海底扩张方向。为海底扩张提供了有利的证据。

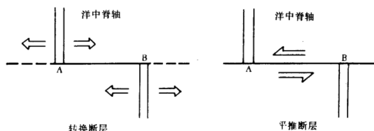


图4—15　转换断层　推断层对比

威尔逊提出了六种转换断层的类型，以中脊—中脊型转换断层最常见和最重要，其次还有连接洋脊和海沟的洋中脊—海沟型转换断层，以及连接海沟与海沟的海沟—海沟型转换断层。

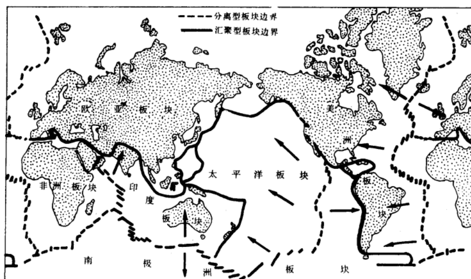


图4—16　六大板块的划分(据(Le　Pichon,1968)

二　板块的划分和边界的类型

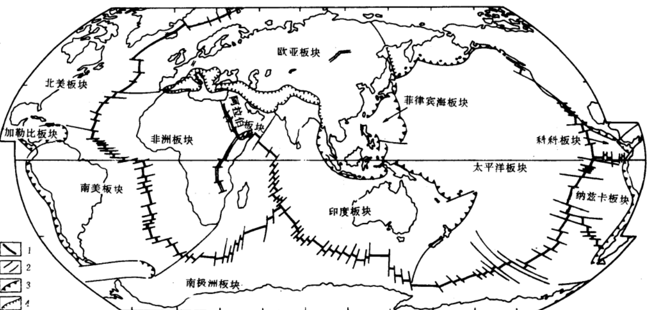


图 4—17 全球十二个主要板块分布图

1. 中脊轴线，2. 转换断层，3. 俯冲边界，

4. 碰撞边界。

岩石圈被一系列构造活动带、断层、地震等分割成若干大小球面板块。因而板块的边界具有强烈活动性，因而板块内部相对十分稳定。

划分板块边界最重要的构造活动带是洋中脊，世界上主要板块的边界均以洋中脊为界。其次是海沟—岛弧系及断裂带。而上述构造带伴随强裂的地震活动，从而板块边界构成世界上主要地震带。故又把地震带做为划分板块的重要标志。勒皮雄(X. Le Pichon 1968)将全球岩石圈划分为六大板块(图4—16)。即：欧亚板块、太平洋板块、美洲板块、非洲板块、印度板块和南极板块。从而确立了全球构造格局。六大板块既包括大陆、又包括大洋。后来迪茨又将美洲板块分为南美板块和北美板块。印度洋板块又分为印度洋板块和澳大利亚板块。摩根(W. J. Morgan, 1968)划分约20个板块。较流行的还有十二板块划分方案(图4—17)。

根据板块间的相对运动方式及力学性质，可将板块边界划分为三种类型。

(一)离散型(张性)板块边界

以大洋中脊轴分界。洋中脊是洋底区型张裂带。上地幔物质沿此上涌，形成洋壳，增生添加到两侧板块上，迫使中脊两侧板块相背离散向外扩张。故又称增生边界或发散板块边界。伴随有浅源地震，高热流值等。为板块边界最重要的类型。

(二)汇聚型(挤压性)板块边界

两板块相向而行，在此汇聚、对冲、碰撞、消减。是地球表面上巨大的压缩带、是岩石圈构造现象最集中和最强烈而复杂的地带。分两种形式：

1. 岛弧—海沟型，是大洋板块向大陆板块俯冲的地带。主要分布在太平洋东西两缘。地震活动频繁强烈，以俱浅、中、深源地震为特征。是强烈的火山活动区，以钙碱系列火山岩、火山活动为特征，因而环太平洋地带素有火环之称。热流值变化大，海沟地带热流值低，火山岛弧和弧后盆地热流值相当高。沿该带有强烈的高压低温变质带及高温低压变质带。岛弧—海沟型边界又可分为两个亚型，①岛弧—海沟型、主要分布在西太平洋大陆边缘；②山弧—海沟型、又称安弟斯型，分布在东太平洋大陆边缘。

2. 地缝合线型

两大陆板块相向运动发生碰撞，两陆块碰撞接触面称地缝合线。

强烈碰撞挤压而构成褶皱带或造山带，伴随有强烈褶皱、断裂、变质、构造混杂堆积等复杂构造现象以及强烈的浅源地震活动。现代地缝合线型边界主要见于欧亚板块南缘—喜玛拉雅褶皱带，为印度板块与欧亚板块相碰撞的结果。

(三)平移型(转换型)板块边界

以转换断层为板块边界、板块沿断裂相对滑动。这里岩石圈既不增生、也不消减。沿断裂带分布有浅源地震、一般无火山活动。太平洋板块与北美洲板块之间以转换断层为边界。

三　板块运动

海底扩张使岩石圈板块一边沿中脊增生面和向外扩张运动，又一边沿海沟俯冲消亡。但分布在地球表面上的岩石圈板块不是平面板状简单的水运动，而是球面体漂浮在软流层上沿地球表面滑动。按欧亚定律：任何一种刚体沿球面运动，必定是环绕通过球心的轴的旋转运动。因而板块

沿地球表面运动，必然是一种绕轴的旋转运动。这样岩石圈板块向洋中脊两侧扩张运动，必然有一个扩张轴，但板块所绕的扩张轴与地球自转轴不一致，呈一定角度相交，扩张轴与地球表面的交点叫板块的旋转极(图4－18)设想纬度线不是靠近地球旋转极画出，而是靠近扩张极画出。这样大洋中脊就与新的经度线平行，而垂直洋中脊的转换断层与纬线平行。勒皮雄以板块旋转极为投影作了一系列墨卡托图，在这种投影图上经线和纬线相互垂直都是直线(图4－19)。图示中南

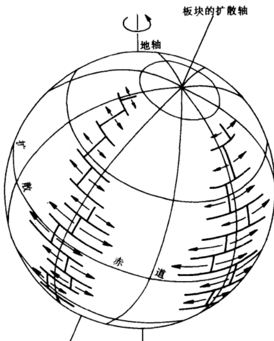


图4－18　板块的旋转扩张(Heirtzler,1968)

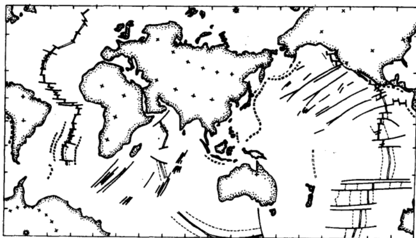


图4－19　以南太平洋的板块旋转极为投影极的墨卡托投影图(Le　Pichon,1968)

太平洋一系列转换断层果然都平行纬线，而东太平洋中隆则与经线平行。同时中隆轴两侧的地磁异常条带也大致与经线平行，从而证明了垂直中级轴的转换断层代表了板块旋

转运动的方向和轨迹。转换断层走向标志着板块运动方向，当转换断层方向有所转折，就证明板块的运动方向曾发生过变更。

摩根（W. J. Morgan）在1968年研究了板块运动几何学问题，证实了旋转极的存在。他在图上沿赤道大西洋的一系列转换断层作垂线，所有垂线均交于58°N，36—37°W附近，而这一交点也就是大西洋中脊两侧的美洲板块和非洲板块的旋转极（图4—20）。

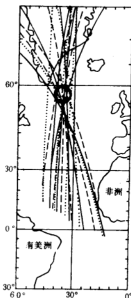


图4—20　赤道大西洋一系列转换断层的垂线大致相交在一起（据Morgan，1968）

板块作为一种旋转运动必具有一定角度。板块扩张线速度则是递变的，板块的扩张速度在赤道的扩张量最大，向旋转极方向则逐渐减小，至旋转极为零。一般扩张速度大小与地磁异常条带的宽窄成正比，根据海底地磁异常条带宽度计算出来的扩张速度与上述结果一致。例南太平洋的扩张速度由每年2 cm向北递增，至赤道扩张速度每年增至6 cm。

板块相对运动有下列三种形式：

1. 相背运动，两板块相背而行逐渐远离，之间以洋中脊为界。是洋壳增生扩张的结果。

2. 聚敛运动，两板块相向而行最后相互碰撞，大洋板块向大陆板块俯冲。当两大陆板块相遇时则相互碰撞。

3. 剪切运动，两板块相互错动。

四　无震海岭与热点

大洋底除洋中脊以外还分布一系列线状延伸，规模巨大的火山链，一般长数千公里，宽约100—200 km，高出洋盆1—3 km。它们全部由喷发的火山熔岩所构成。它与大洋中脊性质不同，无中央裂谷和转换断层，地形不象洋中脊那样崎岖复杂。除一个端点外，几乎不发生现代火山和地震活动，故称其为无震海岭，在三大洋中都有分布，尤以太平洋中最发育，自东而西分布有三列：天皇海岭—夏威夷海岭、莱恩海岭—土阿莫土海岭、吉尔伯特—土布艾海岭（图4—21）。印度洋东经90°海岭、大西洋鲸鱼海岭和里奥·格兰德海岭亦属典型的无震海岭，在无震海岭上的火山呈链状分布，出露海面者构成火山岛，夏威夷海岭上有210多座海山，天皇海岭亦有60余座海山。无震海岭亦属大洋地壳，具三层结构，第一层属深海碳酸岩沉积。生物礁相和火山碎屑等沉积物质，厚1—2 km，与大洋中脊轴部缺乏沉积物质成鲜明对照，第二层火山岩层厚度显著增加，第三层大洋层厚达10—12 km，与洋中脊相比较其洋壳厚度明显增厚。因而在无震海岭下部初具山根现象，环绕无震海岭周围往往有环形的海壕和海拱现象。沿无震海岭一端向另一端延伸，火山年龄有规律的依次变老。威尔逊根据无震海岭火山年龄依次递变现象，提出热点说解释无震海岭的成因。热点是地幔柱上涌的地方，地幔柱位置大致固定在地幔中。当岩石圈板块运移至热点之上，热点穿透岩石圈，地幔物质上涌形成火山。由于板块不

停移动越过热点，先前已形成的火山体离开了热点则成为死火山。在死火山的后部，相继又形成了一个个新的火山，从而形成巨大的线性火山链。无震海岭延伸的方向，代表了板块运动的方向和轨迹。

太平洋三列无震海岭均有规律的由北北西转向北西西方向，标志着古老的太平洋板块运动的方向曾发生变化，约在40 Ma万年前太平洋板块的运动方向为北北西，之后扩张方向发生变化板块运动方向转折为北西西。太平洋三列无震海岭转折点都有相同的间隔时间，说明板块由北北西转向北西西时之间间隔约20 Ka。

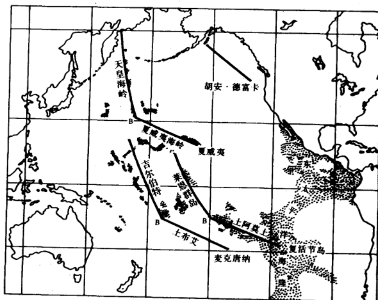


图4—21　太平洋中由热点形成的无震海岭(Morgan,1972)

为了进一步检验热点理论的正确性，1977年由格罗玛“挑战者”号考察船又对天皇海岭的推古、仁德、应仁等四个海山进行了深海钻探(图4—22)。根据深海钻探所提示，天皇海岭最北端的明治海山(靠近阿留申海沟)其上最老沉积物年龄约70 Ma，由北向南的推古海山火山的年龄为67 Ma，仁德海山为56 Ma，应神海山火山年龄为55 Ma；天皇海岭和夏威夷海岭转折处火山年龄为40 Ma。其南面的中途岛火山年龄约为24 Ma，从而进一步证实了海岭火山年龄依次由老变新的递变规律，进一步证实了热点理论的可靠性。印度洋东经90°海岭，也是一条由热点形成的无震海岭，该海岭南起35°S，北至10°N长达4800 km，宽约200 km，相对高度1000—3500 m。是世界上直线性最长的海岭。该海岭由南向北高度依次降低。深海钻探提示其最南端时代属中升世，最北端火山年龄为晚白垩纪，由南向北火山年龄依次变老，代表了印度洋板块运动方向和轨迹。为解释热点，摩根于1971年提出地幔柱的概念，热点就是地幔柱物质上涌的结果。摩根于1972年提出

现今地球上有21个地幔柱。一些调查指出，地幔柱的数目远不止此数，仅非洲就有约20个地幔柱(A. H. Thiessen, 1979)。

五　裂谷

裂谷由引张作用使岩石圈发生破裂形成深而狭长的断陷带。裂谷按一定的规律组合成裂谷带或裂谷系。通常是上涌的热地幔物质在软流圈上部集中导致岩石圈发生穹形隆起和引张断裂作用。另岩石圈大规模隆起从而导致隆起下部地幔物质上涌集中引起引张作用而形成裂谷。裂谷长可达数千公里，宽数十公里至上百公里。横断面呈“V”字型，两侧受一对大致平行的高角度正断层控制。断层以沿倾向滑动占优势。谷底垒堑相间，在裂谷演化过程中，自始至终伴有复杂的多期岩浆喷发活动，以大量碱性和偏碱性岩浆活动为特征。裂谷带的岩浆活动常以双模式系列火山岩出现，即碱性岩浆与酸性岩浆大致同时喷发。裂谷的沉积作用大体分三个阶段：即陆相沉积阶段，海陆交互相沉积阶段和海相阶段。在裂谷的火山—沉积物建造中，沉积地层一般都由粗屑岩、细屑岩和蒸发岩组成。大陆裂谷内以巨厚的陆相碎屑沉积为主，厚达数千米至上万米，早期主要为陆相碎屑，后期出现蒸发岩。裂谷范围内地壳显著减薄，莫霍面明显抬升，轴部具有地异常地幔，裂谷带重力值降低，大陆裂谷为显著的负布格异常。但在裂谷的轴部常呈高达80—100 mGal的正布格异常峰值。热流值增高，地震频繁活动是裂谷另一种重要特征，世界上主要裂谷带都属浅源地震带。

图4—22　自夏威夷群岛至天皇海山群排列的火山岛、环礁和海山

根据裂谷特征可将其划分为三类：即 ①大洋中脊裂谷，如大西洋中脊裂谷；②大陆裂谷如东非裂谷；莱因裂谷和贝加尔裂谷等；③陆间裂谷，如红海、亚丁湾。

大陆裂谷是裂谷发育的最初阶段，由熔融地幔物质上涌，岩石圈拱起，导致拉张断陷而成。因而大陆裂谷仍具大陆地壳性质。大陆裂谷进一步扩张发育，具相当宽度，发展成海盆或海域，裂谷轴部初具大洋地壳性质，即为陆间裂谷。陆间裂谷进一步扩张，最后发展成为大洋裂谷阶段。

世界大洋裂谷纵贯全球与大陆裂谷首尾相接，两者具有惊人的相似之处，全球裂谷带总长约为100000 km，每年约有10 km^3的玄武岩浆沿裂谷被带到地壳。世界上许多著名和特大型矿床往往与裂谷作用有关，如石油、褐煤、钾盐、金刚石和铀产地与裂谷有关，目前航天技术发现其他星球上也有裂谷现象。

六　板块运动的驱动力问题

目前多数人认为地幔对流是板块运动的驱动力，所不同的是地幔如何对流。早在1889年费希尔(H. B. Fisher)已首次提出地幔对流概念，1931年霍姆斯应用地幔对流来解释魏格纳的大陆漂移说。

地幔对流概念是对流体在地幔中运动，上升流形成洋中脊，在下降流处则形成海沟和俯冲带。地幔对流带动着刚性岩石圈一起运动。目前流行的地幔对流模式主要有以下几种：

(一)深地幔对流模式

60年代S. K. 郎科恩提出深地幔对流圈理论占主导地位。地幔对流圈界于地核和地壳之间的整个地幔内，当地核增大时，对流圈随之转化增多。合理的解释了造山运动和大陆漂移的一些问题。但地震波传播速度证明地幔中存在若干相变分层，地幔难以对流，另深地幔对流的粘度值也有矛盾。因此本世纪六十年代末至70年代初，又发展了浅地幔对流模式。

(二)岩石圈——软流圈浅地幔对流

浅地幔对流认为不是地幔对流体推动板块运动，而是板块沿倾斜的重力滑动托曳地幔而引起软流层流动。对流圈的上翼就是海底扩张的岩石圈。岩石圈通过俯冲带进入软流圈或中圈，对流的回流发生在软流圈，而后又通过洋中脊的岩浆活动方式进入岩石圈，这种对流是由岩浆上升和俯冲带板块重力下沉所驱动。但浅对流模式不能解释大洋底无震海岭所特有的地质现象。近年来又提出了浅地幔对流与深地幔对流相结合的模式。

(三)浅地幔与深地幔对流

是在摩根(1972)热柱说基础上发展起来的最新对流模式。带有地球内部热量的深地幔物质，通过热流柱向上流动，至软流圈后则向水平方向辐射流动，从而驱动板块运动。摩根指出的20个热点成功的解释了大洋的线性火山岛链的成因演化。

第三节　板块俯冲地质

板块构造认为沿大洋中脊所增生的大洋地壳不断向外扩张，当遇到相邻的大陆板块彼此碰撞，大洋板块岩石密度较大，位置较低，便俯冲于大陆板块之下，构成了板块俯冲带或消亡带。板块俯冲带是地球上构造最集中的地带，也是构造活动最强烈的地带。由板块俯冲作用引起了以下重要地质现象：

①岛弧—海沟系是俯冲过程中所形成的一套具有成生联系的构造体系；②伴随强烈频繁的地震，构成岩石圈上最重要的构造活动带；③伴随板块的府冲作用发生着规模庞大的火山活动带和宏大的变质；④由板块俯冲引起巨大的负重力异常带，出现明显地壳

不均衡现象；⑨俯冲带是热流值变化最显著的地带；⑩大洋板块向大陆板块俯冲时，被刮下来的物质构成混杂岩不断加积于海沟陆侧，使大陆面积不断增生扩大。上述种种都是板块俯冲作用过程中所产生的重要地质现象，可将其称为俯冲地质。

一　俯冲带

当大洋板块沿洋中脊轴两侧向外扩张运动时，与大陆板块相碰撞时，大洋板块俯冲至大陆板块之下，大洋板块向大陆板块俯冲的部分称俯冲带。俯冲带进入地幔一定深度后被熔融同化以至消亡，或又称消亡带或消减带。沿板块俯冲带构成了一个倾斜的地震带。五十年代由贝尼奥夫(Benioff)研究所确定，故又称板块俯冲带为贝尼奥夫带。

俯冲带通常以45°倾角向下俯冲，最初约以30°角俯冲，至深部为50°—60°甚至直立。近年来发现俯冲角度变化颇大，常在15—90°之间。认为俯冲带的倾角与板块俯冲的速度的快慢有关，俯冲速度快、俯冲角度小，反之则大。

俯冲带俯冲的深度亦各不相同，一般深达300 km,少数俯冲至700 km。俯冲的深度大小亦与板块俯冲的速度快慢有关。

板块俯冲带具有很大的刚性，具有较高的Q值。日本上田诚也将俯冲带划分为：智利型与马里亚纳型。前者两板块相挤压，彼此连接紧密，不利于沉积物俯冲潜没，部分被刮下来形成增生楔体加积于海沟陆侧。后者沉积物多随大洋板块俯冲至地幔，不易形成增生楔体。

二　岛弧—海沟系

岛弧—海沟—弧后盆地是大洋板块向大陆板块俯冲过程中，形成的一套具有成生联系的构造体系。典型的岛弧海沟系横剖面上由洋向陆是由以下部分组成的：海沟外缘隆起带、海沟、海沟坡折、火山弧、弧后盆地、残留弧(图4—23)。

(一)海沟外缘隆起　位于海沟洋侧的低缓宽广隆起带。洋侧坡缓、陆侧坡陡。是大洋板块向大陆板块俯冲挤压拱起的产物。拱起顶部引张产生张性断裂，浅源地震及岩浆活动。

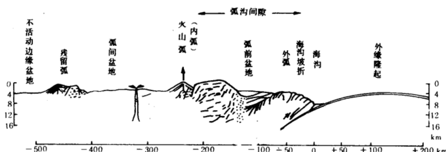


图4—23　岛弧—海沟系横剖面示意图(据D. E. Karig　et　al. ,1975)

(二)海沟　是大洋板块沿大陆板块俯冲的地带，形成深达10000 m以上的海底凹地。板块俯冲引起巨大的负重力异常，地壳均衡状态被强烈破坏，热流值低。地震反射资料

所示，海沟底部没有被沉积物所补偿充填，沉积物呈楔形体。从海沟内壁上打捞上的岩石有玄武岩、辉长岩、蛇纹岩化的橄榄岩、深海软泥及高压低温变质岩，是板块俯冲过程中形成的混杂堆积。

（三）海沟坡折　位于海沟陆侧大陆板块最前缘地带，在板块俯冲过程中受强烈挤压，而构成的一条褶皱挤压带。在地貌上形成一条与海沟走向平行一致的岭脊，局部出露水面，又称外弧。这一带无火山活动，所以又称非火山活动外弧。其构造复杂，发育一系列逆冲断层，以及由冲断层引起强烈的浅源地震。热流值低，非火山外弧是板块俯冲作用下，各种沉积物，各种岩石混杂堆积机械堆积的结果。

（四）火山弧　又称内弧或第二弧。距海沟轴约150—200 km.由火山岩及深成侵入岩组成的一条弧形火山岛。当板块俯冲带俯冲至距地表150—200 km深处，由于两板块摩擦生热，大洋板块部分熔融，岩浆上升，引起大规模的火山活动及侵入活动而形成火山弧。最初喷发的岩浆是拉斑玄武岩，后期以中酸性侵入活动为主。既有水下喷发又有陆上喷发及浅成侵入活动。

（五）弧沟间隙及弧前盆地　从火山弧到海沟坡折之间的地带称弧沟间隙。弧沟间隙内往往发育弧前盆地，接收巨厚的沉积，其物源来自火山弧及海沟坡折。弧沟间隙地带没有岩浆活动。

（六）弧后盆地　位于岛弧（火山弧）与大陆之间的深水盆地，以具典型大洋地壳结构及高热流值为特征。部分弧后盆地已发现地磁异常条带。深海钻探资料及磁异常条带资料证明绝大多数弧后盆地年龄不老于第三纪，故弧后盆地的洋壳非常年青。

其成因与扩张拉裂有关。板块构造认为，大洋板块俯冲至一定深度部分熔融，引起岩浆底辟上涌，导致弧后区拉裂扩张活动。火山弧被劈开来扩张形成弧后盆地。

（七）残留弧　又称第三弧，位于火山弧陆侧的脊岭。它是从火山弧分割出来的断块，在弧后扩张的作用下与火山弧分开，物质成分与火山弧相似。

岛弧与海沟系属典型的过渡型地壳，往往大陆地壳与大洋地壳交替出现。以海沟为界，洋侧属大洋地壳，陆侧属大陆性地壳性质，多数海沟M面深10～20 km，岛弧（火山弧）至海沟坡折具大陆地壳性质，岛弧下部地壳显著增厚，一般在10—40 km左右。普具大洋地壳的弧后盆地，厚度不超过10 km，M面明显抬升。

三　地震活动

世界的全部地震，几乎一半发生在大洋板块及大陆板块俯冲带，世界上特大地震及深源地震亦全部发生在板块俯冲带，无疑地震是板块俯冲带重要伴生现象。与俯冲带有关的地震，其分布与岛弧—海沟系基本一致。

与板块俯冲带伴生的地震带大约以45°倾角向大陆方向倾斜。浅源地震主要分布在小于60—70 km深度上，主要集中在海沟附近的部位，中深源地震主要分布在60—300km的深度，其位置大致与距海沟100—250 km的火山弧轴部相当，深源地震的深度约在300—700 km，分布在火山弧陆侧伸向大陆的地方。因而震源深度沿俯冲带顺序增大，但活动性随深度增加呈指数减小。直到岩石圈板块俯冲到一定深度完全熔融掉，不再存在刚性机械摩擦作用为止。地震震源深度最大值约720 km，标志着岩石圈板块最后在这个深度上被熔融。

震源机制表明，无论是主压应力还是主张应力，应力方向总是平行板块俯冲的倾斜方向。从而亦证明地震的成因应归因于板块的俯冲作用。

四　混杂堆积

当两板块相向移动，彼此前缘相撞的时候，俯冲板块上的沉积大多是细泥，深海沉积，不能随板块俯冲下去而被刮下来停积在接触线上。同时仰冲板块上亦有破碎的岩块滑落其中。因而不同性质、不同时代、不同地点的岩石挤压搅伴混杂在一起，构成了混杂堆积。它的形成与构造作用有关。故又称构造混杂岩。最早发现于北美西部海岸山脉，以后在阿富汗的奥都库什，伊朗的札罗格斯、土耳其的托罗斯山脉相继发现，我国西藏雅鲁藏布江、秦岭等地，台湾东部海岸山脉亦曾发现。混杂岩具有以下特点：

(一)混杂堆积组分复杂，由不同性质、不同时代的外来岩块、原地岩块和基质三部分组成。它们来自海沟的浊积复理石，洋中脊的蛇绿岩套，各种沉积岩和不同变质程度的变质岩等。

(二)混杂堆积中的岩块大小不一，形状各异、差异悬殊，小的几厘米到大至几公里。混杂堆积带延伸较长，宽窄不一，有时整个一条山脉全部由混杂堆积组成。

(三)混杂堆积剪切发育，其中的基质和岩块普遍受剪切。岩块在基质中发生自身旋转和位移现象。

(四)混杂岩常与蛇绿岩套、高压低温变质带共生分布在板块俯冲带的前端海沟坡折地带，形成俯冲带前端迭瓦状楔状体构造带。是识别古板块俯冲带和消亡带的重要标志。

五　增生楔状体

当大洋板块向大陆板块俯冲时，大洋板块表面所覆盖的沉积物，部分随俯冲带俯冲至上地幔中，而大部分在俯冲时被刮下来堆积于海沟陆坡侧，形成增生楔状体，从增生楔状体的组成来看，除大洋沉积物外还有一些镁铁质和超镁铁质洋壳积岩物质被刮下来加入其中，因而增生楔状体主要由混杂堆积物质组成，地震剖面表明，许多俯冲带的混杂堆积由被高角度的冲断层分隔的沉积楔状体组成。

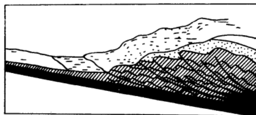


图4－24　增生楔状体模式

增生楔状体的形成发展与板块俯冲有关。当板块沿海沟向下俯冲时，在海沟陆侧依次挤入一个又一个沉积层楔，随着板块不断的俯冲，新形成的年青沉积楔将老的沉积楔不断向上抬升，从而形成类似迭瓦状扇形构造楔形体(图4－24)。增生楔状体的时代由下向上依次变老，产状依次变陡，愈接近增生体底部时代愈年青，产状愈缓。

随着板块俯冲带不断向下俯冲，增生楔状体不断增长，引起海沟陆坡向大洋方向扩展，与此同时，海沟和俯冲带亦向大洋方向迁移。增生楔状体不断增积至大陆边缘，大陆不断增生，弧前盆地亦随之加宽，洋壳逐渐向陆壳转化。大陆边缘不断向外扩展。

六　双变质带

大洋板块向大陆板块俯冲，在板块接触地带有两个明显的变质带：即高压低温变质带和高温低压变质带。它们分布在弧沟间隙两侧成对出现。因而称其为双变质带或对变质带。

大洋板块沿海沟向大陆板块俯冲，大陆板块前缘经受强大的挤压作用，从而产生了大规模动力变质现象，即高压低温变质带。其中以含大量兰闪石矿物为特征，常构成兰片岩。它生成在压力5～7 kbar，温度不超过250～400 ℃这样特殊环境中。高压低温变质带位于海沟陆侧，通常与混杂岩、蛇绿岩套相伴生。日本西南的三波川高压低温变质带宽达50 km沿海沟长轴方向延长约千公里以上(图4－25)。随着板块进一步俯冲至150—200 km深度时，大洋板块部分熔融，溶融的岩浆沿破裂带上升形成火山弧。在火山弧深部处于高温高压的岩浆向上过渡变为高温低压环境，使火山弧内的火山岩及沉积岩发生变质现象，形成高温低压变质带。分布在火山弧浅部位的高温低压变质带以含红柱石、硅线石等矿物为特征。它形成的地温梯度大于25 ℃／km。

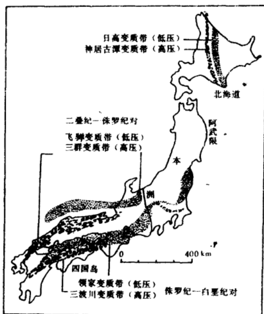


图4－25 日本三对变质带分布图(据A. Miyashiro)

双变质带主要分布在环太平洋地区，已发现有14对。(图4－26)。其形成时代大多属中生代和早第三纪。我国在台湾中央山脉以及内蒙的温都尔庙亦发现高温低压兰闪石片岩带。

七 蛇绿岩套

沿俯冲板块一侧，分布着一条由超镁铁质岩、铁镁质岩和深海沉积所组成的一套复杂的岩体，称之谓蛇绿岩套。断续延长很远，完整的蛇绿岩套组合由下列几部分岩石组成：橄榄岩、铁镁和超铁镁质堆积杂岩、席状岩墙杂岩和枕状熔岩，其上被含有放射虫，有孔虫的深海

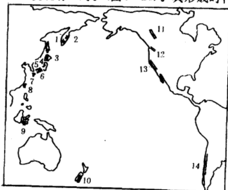


图4－26 环太平洋地区的14对变质带(A. Miyashiro, 1973)。虚线示高压变质带，实线示低压变质带

沉积物所覆盖。

目前认为蛇绿岩套是大洋中脊形成的洋壳部分，由于海底扩张使之向大陆边缘迁移。当大洋板块沿海沟向下俯冲时，大部分俯冲至软流层回收同化，少部分破碎的洋壳在俯冲过程中被刮下来，堆积于俯冲板块的陆侧，构成俯冲带混杂岩体。形成于俯冲带侧的蛇绿岩套显然不是岩浆侵入形成的。根据实验岩石学的结果，橄榄岩生成的温度和压力绝非在地壳能以生成，显然是构造侵位的结果。另分布于板块俯冲带陆侧的蛇绿岩套平行海沟呈条带状分布，与围岩呈断层接触，缺乏接触变质现象。其时代亦比围岩老等都说明是板块俯冲的结果，正因如此它是研究古板块俯冲带的重要标志和依据。

八　岩浆活动

板块俯冲作用导致俯冲板块岩石部分熔融产生岩浆活动，致使位于板块俯冲带边界的岛弧—海沟系及活动大陆边缘，具有异常强烈的火山活动。与板块俯冲有关的火山活动以中酸性特别是广泛的安山岩喷发为主。

根据火山岩组合矿物含钾量、化学成份的差异，以及分布规律，可将火山岩分为三个共生系列：

(一)拉斑玄武岩系列

以大量拉斑玄武岩为主及少量安山岩、英安岩和流纹岩组成。所含的暗色矿物主要是辉石、橄榄石、角闪石，黑云母极少或缺失。SiO_2的含量在48－63％之间，Al_2O_3含量高，富铁低钾，拉斑玄武岩系列富含铁，在分异过程中随SiO_2含量增加，FeO/MgO比值高，TiO_2含量低，大离子亲石元素含量低。

(二)钙碱性系列

由大量安山岩、英安岩和一些流纹岩所组成。有时只有高铝玄武岩，其中以安山岩最为常见。其次是英安岩和流纹岩。其化学成份，矿物组合处于拉斑玄武岩和碱性玄武岩之间，SiO_2含量大多在52－70％之间，随FeO/MgO比值增加，SiO_2含量增加较快，而FeO、TiO_2的含量则下降。K_2O、TiO_2及大离子亲石元素的含量较拉斑玄武岩系列高。钙碱系列火山岩可与花岗岩、花岗闪长岩等深成岩相伴生。

(三)碱性系列

以含较高的碱金属及有关元素为特征。岩石中的SiO_2都不饱和，而且含有典型的碱性长石和付长石，该系列又可分为二组：

1. 钠碱组　由碱性橄榄玄武岩、碱性的安山岩、粗面岩和碱性的流纹岩所组成。本组中K_2O/Na_2O的比值低于1。

2. 钾碱组　由橄榄安粗岩、安粗岩及含石榴石的岩石所组成。本组中K_2O/Na_2O的比值接近1。

三种火山岩系列出现于不同构造环境中见表4－1

由上表可见，拉斑玄武岩系列与碱性系列的火山岩可分布于各种构造环境，而钙碱系列火山岩则仅分布于岛弧或活动性大陆边缘。所以以安山岩为特征的钙碱系列可做为岛弧的特征性岩石也是识别和鉴别古岛弧的标志。

上述三种火山岩系列分布具明显的规律性：①由洋向陆火山岩系列由拉斑玄武岩系列→钙碱系列→碱性系列。拉斑玄武岩系列出现在邻近海沟的火山前锋地带，钙碱系列

表4—1 三种火山岩系列在不同构造环境中的出现频率

构造环境 / 火山岩系列	稳定大陆	造山带			大洋岛	大洋中脊
		不成熟的强烈活动岛弧	成熟的强烈活动的岛弧	活动性较差的岛弧		
拉斑玄武岩系列	++	++	+	+	+	++
钙碱系列		++	++			
碱性系列	++		+	+	++	+

主要分布在火山弧地带，碱性系列则分布在岛弧陆侧靠近大陆地带。③由洋向陆岩浆系列中的钾含量越来越高。上述规律性，无疑与板块俯冲带俯冲的深度有关。实验岩石学提出，当大陆板块俯冲至大约80—100 km深处，在含水的条件下，洋壳的玄武岩—辉长岩组分被熔化，形成拉斑玄武岩岩浆，在岛弧的火山前锋附近喷出地表。当大洋板块进一步俯冲至100—150 km深处。随之压力、温度增大，较轻易熔组分被熔化，形成了难熔的榴辉岩和易熔的安山岩质成分。分异出钙碱性岩浆以至碱性岩浆。钙碱性岩浆沿裂隙上升喷发至地表，逐步形成火山弧主体。难熔的榴辉岩沿俯冲带分布于火山弧深部的地幔深处。

第四节　地体说

一　引言

在板块构造深入研究的基础上，70年代末期又发展了地体说。地体说的全名是“构造地层地体说”(tectono—stratigraphic terrane)。首先由美国和加拿大地学工作者D. Jones Mongar和D. C. Howell等人，在美国西部海岸的科迪勒拉山系长期工作中，发现该山系不同地区之间地层层序和岩性特征有显著不同；另北美西部地区二迭纪䗴科化石分布与美洲中部地区完全不同，而与中国、日本、东印度群岛以及马来西亚半岛广泛分布的种类相同。显然它们是从极远的地区迁移至此。因此提出地体说。

70年代末期，古地磁工作者发现科迪勒拉山系内，不同地区之间岩石的古纬度和古磁偏角差别很大。部分地区古纬度很低，与现今纬度相差40—50°或更大。研究证明，这种地区的许多地块，原来曾经是分离的，它们从异地经过迁移合并增置在一起才形成了北美科迪勒拉山的雏形，科迪勒拉山的70%以上部分是由地体组成的。并借用地体这一术语来命名这类地块。它具有构造学和地层学双重标志和意义，故地体全名称“构造地层地体”。

地体说认为，在海底扩张中大洋板块驮载着大陆碎块、海岭或海底高原；当大洋板块沿海沟向大陆板块俯冲过程中，被驮载的大陆碎块、洋底高原和大洋汽积物同时被刮下来贴并增生到大陆边缘上。地体几乎分布在全球所有的大陆边缘，尤以太平洋活动型大陆边缘著称。在被动大陆边缘亦见到地体存在。

大陆增生主要是通过地体向大陆边缘贴并增至而实现的。自早侏罗纪以来，仅0.2

Ga，整个北美大陆面积由外来地体增生作用，使整个北美大陆面积增加了30%。大量事实证明，地体增生主要贴并在大陆边缘，而不在大陆内部出现。地体具有时代性，即地体在运移过程中尚没有与大陆发生碰撞或增至到大陆之前称地体。当地体与大陆碰撞后贴并增至到大陆边缘上再不属地体了。

现有资料证明，地体不仅只限于中生代和新生代存在，早在前寒武纪已有地体存在。在北美前寒武系内已划分出六个巨型地体。六个巨型地体又进一步划分出34个小地体。在英国西部海岸和北美东海岸阿帕拉契山系亦分别见到古生代地体。

从深地震反射剖面对地体地壳结构分析，北美科迪勒拉山北段地体地壳厚度并不大，仅5－10 km。而其中有滑动面或逆断层面。可能地体是以逆冲方式或迭瓦状多层迭复形式出现。所以有人认为两个地体之间可能不是以直立切割莫霍面的断层为界，而是以逆冲迭瓦状多层迭复方式。

70年代，从阿拉斯加经加拿大西部到加利福尼亚找到了一系列构造地层地体。近年来地体说得到了广泛的支持，研究地区由北美扩展至整个环太平洋地区。1982年D. Jones等编制了1／2000万分之一的太平洋地区地体图。1984年、1987年先后召开了国际地体讨论会议。

二　定义

地体是由W. P. Irwin于1972年在研究北美北加利福尼亚的科里马斯山脉时，首先使用这一名词。是指地层、侵入岩、矿床和构造历史的集合体。这些集合体的地质特征与毗邻地区的地质特征有所不同。

1980年在彭罗斯会议上对地体所下的定义是：一个以断层为界的具有独特地层层序和经历过与毗邻地区大不相同的构造历史的实体。

最近D. C. Howell（1985）认为地体是一个区域规模的、以断裂为边界的岩石组合体，以不同于毗邻地体的地质发展史为特征。

地体是指构造上和地层上与毗邻接触地区回异，以边界断层与毗邻地区割裂，且由远处原生地移到目前分布位置的地块。每个地体各自以其地层、构造及地质发展历史的均一性和连贯性为特征，又与相邻地体相区别。地体的边界以断层为特征，地体之间呈断层接触。因而某些岩性或矿化现象在地体边界就突然中断。地体呈不同的规模具不同的形状，地体的规模不等，相差悬殊，大的相当于一个次大陆，印度次大陆就是一个单一的大地体。郎吉利亚地体，它的碎块从俄勒冈向西北方向经不列颠哥伦比亚，一直延伸到阿拉斯加南部。长达2000 km，而最小的楚利特纳小地块长仅50 km，宽15 km。

三　类型

根据地体的物质组成、地壳类型、构造属性等，可将地体划分为四种类型：

（一）地层型地体

具有连贯地层层序为特征的地体。按地壳性质可进一步划分四类：

1. 大陆碎块

由大陆碎块构成的地体普遍存在前寒武纪基底，其上覆盖了古生代和中生代的浅水沉积岩系。它们是从古大陆分裂出来的碎块。分布在西印度洋众多的微型古陆属典型的大陆碎块，例印度洋北部的塞舌尔群岛，又称马斯克林海底高原。北起塞舌尔岛，南至

毛里求斯火山岛，全长2300 km，塞舌尔北部具大陆地壳，其基底为前寒武纪花岗岩和正长岩，泥质页岩等，厚达13 km。这里地壳总厚度达32 km。

2. 大洋盆地碎块

以具大洋地壳特征的镁铁质与超镁铁质岩系，上覆深海沉积的地体。这种类型的地体具有典型的大洋地壳结构。自上而下分三层，第一层为未固结的沉积岩层；第二层属火山岩，主要为大洋拉斑玄武岩火山岩物质，间夹有沉积层；第三层大洋层，从大洋中脊取样结果，主要为拉斑玄武岩、辉岩及蛇纹岩。但从地震纵波速看Vp似乎小一些，认为第三层为辉长岩，角闪岩及蛇纹石化的橄榄岩，故大洋盆地碎块地体地壳特征以具镁铁质及超镁铁质岩为特征，上覆深海沉积物。例加利福尼亚的普埃尔托地体，阿拉斯加的朱利特纳地体。上述地体都有蛇纹岩质基底和深海沉积物。更新的地层则表明了大陆边缘的沉积环境。

3. 火山弧碎块

这种地体主要由火山岩或火山岛弧的深成岩以及火山物质的沉积碎屑岩组成。它们的成分与现代活动火山弧成份相似。火山弧称主弧或第二弧，由火山岩和深成岩系二部分组成。火山岩以安山岩为主，伴有玄武岩、英安岩，流纹岩等；深成岩为花岗岩类，闪长岩和辉长岩质岩石。弧岩物质以火山岩碎屑为主，石英含量低，搬运不远，磨圆程度差，分选不佳。这种地体是由火山弧或火山弧分裂出来的碎块组成。例加利福尼亚的萨利尼亚地体和阿拉斯加的半岛地体。

4. 大陆边缘盆地碎块

该类地体基本属大陆型地壳或过渡型地壳性质。主要由浅海到深海的杂砂岩构成。其中以大陆补给的石英碎屑组成的海下沉积扇岩相占主要地位。例日本的四万十地体和阿拉斯的朱加琦地体。

(二) 混杂地体

这类地体是经过强烈碰撞增生作用，致使地层层序支离，岩性混杂，故混杂地体以岩性不均一、时代不同的岩块混杂为特征。岩块通常位于片理化的页岩、复理石或蛇纹岩基质中。这些岩块通常含有蛇绿岩、浅水灰岩和深水燧石岩块，杂砂岩填积物和砾石透镜体。另许多混杂地体都含有兰片岩，它们是外来岩块或呈区域变质迭加形式出现。例美国加洲北部的弗郎西斯科地体和阿拉斯加的朱卡奇地体均属此类型。

(三) 复合地体

地体运动过程中两个或多个地体碰撞拼合在一起组成一个复合地体。拼合后的复合地体又经历了一段共同的地质发展历史，在同一构造背景下形成了一套沉积岩系，覆盖在地体上面。例美国南加利萨利尼亚—图宏加—斯坦利山—圣西蒙地体拼合组成了圣鲁西亚—奥罗考比亚复合地体。

(四) 变质地体

这类地体，由于碰撞作用使地体自身发育了区域规模的穿透性变质组构；由于变质矿物发育致使原地层，岩石的特点以及地层接触关系达到模糊不清的程度。除了变质作用的差别外，这些地体与相邻地体在原始性质上必须有明显不同。例美国加洲的巴尔底地体和阿拉斯加的育空—塔那那地体。

四 拼合与增生

通常地体的演化历史过程是生成—分裂—运移—拼合—增生—固结等复杂的过程。在地体演化发展过程中有两个重要事件：即早期的拼合；晚期的增生。两事件间隔时间可以很长也可以很短。

(一)拼合作用

是原来分离的地体，在相互运移过程中最后碰撞、联合在一起组成复合地体。但复合地体尚未归并增生至到大陆边缘上。

(二)增生作用

是指单个地体或复合地体与大陆碰撞，拼合焊接到大陆边缘上的作用过程。通常大陆面增长是通过地体增生而实现的。

在增生作用过程中，由于地体与大陆碰撞产生了强烈的褶皱、冲断、穿透性变质作用，在缝合带上常以构造混杂岩、兰片岩带为特征。

据统计2亿年以来，由于地体增生作用使整个环太平洋地区增添面积约33×10^6 km^2 (Howell等，1985) (表4—2)。

表4—2 环太平洋区各类地体增生面积百分比

地 体 类 型	增生面积%
大洋火山弧	62.6
可能具前寒武纪基底的火山弧	2.3
海相岩石与陆源物质	16.5
海相岩石、壳片、海山	3.4
具前寒武纪基底的大陆碎块	10.5
复合地体	4.7

地体增生作用有以下几种方式

1.俯冲增生作用

当大洋板块沿海沟向大陆板块俯冲时，大洋板块所驼载的大陆碎块、洋底高原、海岭或海山等，不能随大洋板块俯冲下去，而被刮落下来增生到大陆前缘。

①海山、海底平顶山与大陆的碰撞

分布在大洋底众多的圆形或椭圆形锥状火山体，或被削顶的平顶山。随大洋板块运移至俯冲带碰撞增生到大陆边缘上。例在阿留申海沟中发现海底平顶山向海沟倾斜并即将与大陆碰撞。

②海岭与大陆碰撞

分布在太平洋中的由热点形成的无震海岭有规律的排列令人注目。最北部的夏威夷海岭呈北西西绵延4500 km，整个海岭相当宽缓，顶部有许多高耸的火山露出海面，构成夏威夷群岛。夏威夷海岭西北端与北北西的天皇海岭相连接，该海岭全部沉没于水下，高出两侧洋底达5000 m。天皇海岭北端已接近海沟，它们随着大洋板块一起漂移，不久

即将与欧亚大陆相碰撞。予测18 Ma以后，天皇海岭将全部增生拼合到欧亚大陆上，并成为欧亚板块的一部分(图4－27)

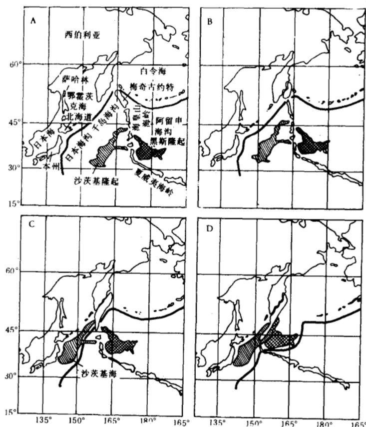


图4－27　予测西北太平洋未来发展形势图(据D. Jones等，1981)

(A)西北太平洋现在状态　(B)六百万年后诸海底高原向西北移动后可能的情形

(C)一千二百万年后可能的情形　(D)一千八百万年后可能的情形

③洋底高原与大陆碰撞

大洋底中分布有一定数量的海底高原，尤以西太平洋和印度洋著称。它们随着大洋板块一起漂移，最终将与大陆碰撞并增生加积于大陆边缘上，成为大陆的一个组成部分。海底高原是高出周围洋底的海底高地，顶面平坦，翼部陡近直立。地壳厚度达20 km以上，为一般洋壳厚度的2－5倍，某些洋底高原具5－15 km厚的硅铝层，Vp 6.0－6.3

km/s,为典型的花岗岩质层。在重力上有不明显的均衡异常，说明地壳均衡近于补偿。通常海底高原不包括正在活动的洋中脊，活动的火山弧及现代大陆向海底延续的部分，而是泛指与大陆分裂出来的并沉没在海面下的大陆碎块；已停止活动的火山弧；断裂抬升的洋壳；停止活动的洋中脊和热点成因的无震海岭。

一些洋底高原已碰撞拼合到大陆上来，例美国的兰格利亚地块。有少数海底高原正在与大陆碰撞或正在俯冲消亡。例东太平洋胡安费尔南德斯海岭、纳滋卡海岭和科科斯海岭正与南美大陆碰撞(图4—28)。并产生深刻的地质效用。在相碰撞的地带大洋板块俯冲速度减缓或暂停止；地震活动减小；火山活动迁移，甚至缺少岩浆活动；海沟深度大减。另有一些洋底高原将要与大陆发生碰撞。例西北太平洋沙茨基海底高原将要与日本碰撞。予测18 Ma年以后将与日本的本洲、北海道相碰撞，沙茨基海底高原将成为欧亚大陆的组成部分。

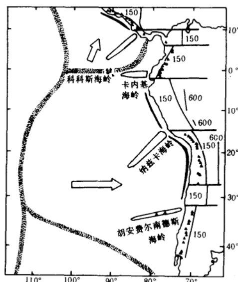


图4—28　沿南美洲和中美洲消减带西缘的构造单元：海沟，海底火山和地震活动性。数字是地震面深度(公里)，箭头表示大洋板块的运动方向，整个无地震海岭目前正与大陆碰撞，导致上的火山活动间断和地震活动间断。

2. 筑造增生作用

早期板块俯冲作用形成的火山弧，因后期板块俯冲方向改变，火山弧与大陆碰撞拼合增生在大陆边缘上。岛弧(火山弧)与大陆碰撞有以下几种形式：

① 岛弧与被动性大陆边缘碰撞

岛弧仰冲拼合在被动大陆边缘之上。两者之间原先被大洋盆地或边缘海盆地分隔开，岛弧属极性正常的岛弧。例澳大利亚大陆向北漂移与印度尼西亚岛弧靠拢(图4—29A)。

② 岛弧与活动大陆边缘之间为边缘海所分隔，岛弧为反极向，两者碰撞之前出现相背俯冲的一对俯冲带(图4—29B)。

③ 岛弧与活动大陆边缘之间为边缘海盆地，后发生一对向大陆边缘俯冲的俯冲带，导致碰撞拼合增生。(图4—29C)。

④ 活动大陆边缘与不活动岛弧碰撞拼合增生作用，即不活动的岛弧被大洋板块驮载着向活动性大陆边缘俯冲，导致拼合增生(图4—29D)。

由于大洋板块与大陆板块以及地体间持续相互作用，增生后的大陆边缘进一步活动，发生强烈的构造变动，通常以大规模的断裂作用和褶皱作用、增生期后的走向滑动断层

作用可使地体发生位移、旋转、使构造进一步复杂化，这种新的构造活动使原来已经归拼到大陆上的地体，再发生解体分散。

五 分析方法

(一) 地体边界的分析

所有地体均以断裂或复杂的断裂带与相毗邻的地体分界，在许多情况下地体边界常是隐伏断带，因而研究边界断裂对确定地体边界至关重要，地体分界地带通常以混杂堆积带、蓝片岩带和蛇绿岩带为特征，这是地体相互碰撞拼合作用的结果。

通常这种碰撞与拼合作用能导致地体边界产生强烈的褶皱作用，冲断层强烈的变质作用，甚至使边界断裂的断层面发生了褶皱现象。

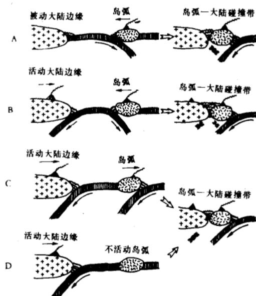


图4—29 岛弧与大陆边缘碰撞的方式(据金性春，1984)

(二) 地体拼合时代的确定

当地体与大陆边缘碰撞拼合或两个地体相互碰撞拼合在一起以后则形成统一的陆块，并为沉积特所覆盖。通常以上覆岩石最老的岩层来确定地体拼合的上限时期。另外，当在某一地体中发现来自毗邻地体的碎屑物质，亦可证明地体拼合时间。当地体拼合后，沿着拼接边界发育岩浆活动，火成岩侵入体将两个地体焊接在一起。因而，确定侵入体的年代即可确定地体拼合时代。

(三) 地体位移距离的测定

有些地体的位移距离，大者可达数千公里，有些地体位移距离较短，但要指出一些地体是由哪里产生的，它们什么时候且通过何种途径迁移的，往往是比较困难的，目前主要用下面几种方法测定地体的位移距离：

1. 测定断层位移的传统地质方法，如测定海岸线、岩墙群、褶皱轴线等水平错距的测量，或拟合错开的特定岩石类型或地层层系。该方法能比较准确的测量出500 km以内的水平位移，但500 km以上的移距不容易确定下来。

2. 用对比错开的生物地理区或受气候控制的岩石(如红层或盐沼等)的方法亦可测定地体移距，但其准确性要差一些。

3. 用古地磁确定古纬度，可以测出300 km以上的南北向水平位移。

根据西科迪勒拉加拿大段地体中测量古地磁极和在北美大陆稳定地块的同时代岩石

中测量的古地磁极是不一致的，这种不一致现象是构造旋转，南北平推造成的。对作为Wrandgellia地体一个组成部分的温哥华岛的三迭纪基性火成岩所作的古地磁倾角的研究结果表明，这些岩石相对于三迭纪北美大陆来说，已向北移动了几千公里。

对地体岩石古地磁研究工作取得的另一项惊人的成果是从古地磁偏角的测定中得出的。现已发现，北美西部的那些地体中有许多曾发生过旋转运移，大多数地体是顺时针言方向发生旋转，有的达70°以上。

在分析测定地体位移距离时，应尽量应用综合分析方法测定。只有用更多的方法所取得的资料一致性才能更好的进行古地理恢复，例阿拉斯加的Wrangellia地体迁移距离的测定是地质，古生物和地球物理资料综合应用的实例，古地磁资料表明它在三迭纪时的古纬度是在赤道附近，三迭纪的碳酸盐表明它处在热带潮上环境，并有形形色色低纬度土著软体动物化石。

主要参考文献

〔1〕 李继亮，1984，一种新的大地构造分析方法—构造－地层地体，国外地质，2，1～9。

〔2〕 陈友明，1988，八十年代地球科学研究的动向(二)—碰撞和添加构造的研究，地球科学信息，No.3。

〔3〕 怀利，1975，地球是怎样活动的(张崇寿等译，1980)，地质出版社。

〔4〕 金性春，1984，板块构造学基础，上海科技出版社。

〔5〕 金·库伦，1972，海底扩张与大陆漂移(刘光鼎译，1980)，海洋出版社。

〔6〕 威尔逊等，1972，大陆漂移，《大陆漂移》翻译组译，1978)，科学出版社。

〔7〕 施央申等，1988，地体构造—板块构造研究的最新发展，地球科学信息，No.3。

〔8〕 都城秋穗，1973，变质作用与变质带(周云生译，1979)，地质出版社。

〔9〕 平朝彦，1985，衝突・付加テクトニクス今後の课题，科学(日文)，55,1。

〔10〕 玉木贤策，1987，海底扩大のテクトニス，科学(日文)，57,5,276～286。

〔11〕 Anderson, R.N., 1986, Marine Geology, John Wiley and Sons,Inc.

〔12〕 Condie, K.C., 1976, Plate Tectonics and Crustal Evolution, Pergamon Press, New york.

〔13〕 Howell,D.G., 1985, Terranes, Scientific American, 253,5.

〔14〕 Jones, D.L. et al,1983, Recognition, Character and Analysis of Tectono—stratigraphic Terranes in Western North America, Journal of Geological Education, 31,4.

〔15〕 Macdonald, K.C. et al,1983, Overlapping Spreading Centres: New Accretion Geometry on the East Pacific Rise, Nature, 302(5903), 55～58.

〔16〕 Macdonald,K.C. et al,1988, A New of the Mid—Ocean Ridge from the Behaviour of Ridge—Axis Discontinuities, Nature, 335(6187), 217—223.

〔17〕 Seibold,E. and Berger,W.H., 1982, The Sea Floor: An Introduction to Marine Geology, Springer—Verlag Berlin Heidelberg, New York.

(王桥先)

第五章　西太平洋大陆边缘的构造演化

第一节　概述

西太平洋大陆边缘是界于西太平洋洋盆与亚洲和澳洲两大陆东缘之间的衔接区。在地壳结构上为大陆地壳向大洋地壳的过渡区。在大地构造上为北跨北美板块，中经亚欧板块，南抵澳印板块与太平洋板块的聚敛边缘。这里有举世闻名的花彩列岛，及其相伴生的海沟，边缘海构成的岛弧、海沟，边缘海体系。是中、新生代以来，库拉板块和菲尼克斯板块先后在这些海沟系俯冲消减，而太平洋板块至今仍在不断地俯冲消减。引起地质构造强烈活动和激烈的变形，活跃的岩浆活动和地震活动。以及大陆边缘的增生或地体的拼贴。并且改造一部分古老地块和古生代褶皱带，使之活化等等复杂的构造活动带。属于活动的大陆边缘。

构成西太平洋边缘大陆的亚洲和澳洲两大陆，是由被不同时代的褶皱带分隔的各别大陆碎块相拼接而成的。这些褶皱带内通常混杂着蛇绿岩套残留体和高压低温变质带。这表明缝合带的存在。因而可以认为构成西太平洋边缘大陆的亚洲和澳洲两大陆，是在地史时期里分散于洋壳区、彼此分离的各不同时代的具大陆地壳性质的碎块，在不同地质时期(阶段)随着板块的活动而逐渐汇聚的结果。

西太平洋大陆边缘，占据着中、新生代环太平洋构造活动带的西半环。是著名的环太平洋地震带和火山带的重要组成部分。是环太平洋地震带中最活跃的部分。无论地震频度或强度都居世界首位。地震释放的地震能量约占全球地震总释放能量的76%.不仅浅源地震频繁活动，而且集中了地球表面绝大多数的中源和全部深源地震。

西太平洋活动大陆边缘的板块汇聚，伴随着地壳深部过程的活跃，引起构造和岩浆的激烈活动。为不同矿产的形成提供了构造—岩浆背景条件。特定的“构造热事件”具有相应的成矿作用。因而造成了举世瞩目的环太平洋多金属成矿带。而弧后扩张边缘海及其周围的陆架、岛架和陆隆，具有巨厚的中、新生代堆积，为油、气聚集提供了丰厚的物质基础。板块汇聚导生的“构造热事件”又为油气聚集和成熟提供了良好的构造背景的温度条件，造成了前景美好的油气远景区。

第二节　大陆的起源与形成

一　地质构成

西太平洋毗邻的东亚和澳洲两大陆是被不同时代的造山带分隔的各别地块镶嵌而成的。这些地块是不同时代形成的古老克拉通发展演化成的块体。它们有着各自的物质组成和演化历程。随着板块活动的机制漂移至现今的位置。构成宏伟壮观的西太平洋边缘

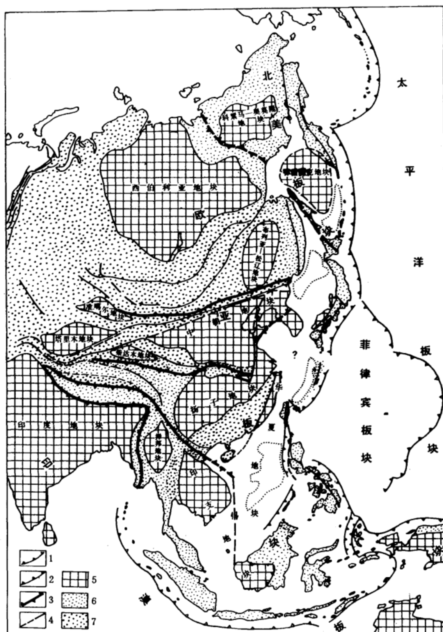


表 5—1 根据放射虫化石所显示的奄美大岛汤湾层混杂堆积体的基质年代范围

（据迟泽等，1983）

的大陆(图5－1)

(一)西伯利亚地块及其陆缘

西伯利亚地块*是东亚大陆北部的典型地台；是东亚大陆的核心。前寒武结晶基底广泛出露于北部的阿纳巴尔，东南部的阿尔丹及西南部的安加拉等三个地盾区。其上覆盖着平缓的地台型沉积。在地盾之间广泛分布寒武—奥陶纪及少量志留—泥盆纪地层。地块边缘超覆石炭—二叠纪海相及海陆交替相沉积。地块西部大面积的晚二叠世至早三叠世暗色喷发岩覆盖于古生界之上。东南部出露少量侏罗—白垩纪陆相沉积。

西伯利亚地块南侧为宽广的古生代蒙古地槽。从西拉木伦经二连浩特向西，过索伦山北侧，以及戈壁天山，直至准噶尔东部的克拉美丽山脉一线，将蒙古地槽分为南、北两部分。北部为西伯利亚地块南缘活动区。萨彦岭至外贝加尔向南凸出呈弧形展布的早古生代褶皱带，属早古生代增生体。与其南侧西起阿尔泰至大兴安岭的晚古生代褶皱带，总体构成西伯利亚南缘顺次向南增生的格局。南部为中朝地块北缘陆缘活动区。为中朝地块北缘的早古生代增生体。

西伯利亚地块东侧的维尔霍扬山脉及契尔斯基山脉的晚古生代—中生代褶皱带为西伯利亚地块东缘的增生体。

(二)科累马—奥莫隆地块

包括科累马隆起周围的若干个小块体和奥莫隆地块组成。一般认为属美洲板块的一部分。在太古代—中元古代变质基底上平缓地覆盖着厚数千米的晚元古代和显生宙的以碎屑岩、火山熔岩、凝灰岩及碳酸盐岩为主组成的沉积盖层。

Mcelhinny(1981)研究了二叠纪的古地磁，得出该地块当时位于33.4°N，西伯利亚位于57.5°N。两者古纬度相差24°。说明两者并不相近。Z. Ben－Avraham(1981)根据古地磁证据认为相对于西伯利亚科累马块二叠纪以来向北极移动了20°，自三叠纪以来向北移动了13°，白垩纪时与西伯利亚地块碰撞。因而拉累马—奥莫隆地块与西伯利亚的拼接实质上也成了欧亚板块与北美板块的拼接。其碰撞拼接带一般认为位于契尔斯基山脉一带浅震比较多的地带。

(三)鄂霍茨克地块

鄂霍茨克海的中、北部分布着地震波速大于6.0 km／s的层。通常认为是古老克拉通的花岗岩层的特点。是由前寒武纪和古生代花岗片麻岩及片岩等组成。鄂霍茨克中部隆起出露前寒武纪变质基底得到了证实。这里在白垩纪时，甚至在新生代初仍遭受剥蚀。新生代期间逐渐受到海浸。它与科累马—奥莫隆地块同属北美板块的一部分。

(四)中朝地块及其陆缘活动区

以华北地块为核心向东经朝鲜北部，可能包括西南日本的飞弹变质带。基底由太古界和下元古界结晶片麻岩及片岩系组成。其上不整合覆盖中、晚元古界和寒武—奥陶系稳定的海相沉积和石炭系海陆交互相，以及二叠系和中生界陆相沉积等盖层。其北缘西起狼山以北地区，东至吉林南部，有一条东西向断续分布的蛇绿岩优地槽建造组成的早古生代褶皱带。代表蒙古地槽的洋壳向南俯冲，在中朝地块北缘形成的增生体。地块南

* 地块——是指古老结晶基底广泛出露和有古生代地层覆盖的克拉通。相当于地台单元。随着工作的深入，其中可能将进一步划分出若干地体。为不致与后述“地体”发生混淆，采用了“地块”一词。

缘北祁连、经秦岭北坡至大别山北侧所出露的晚元古代—早古生代蛇绿岩带，代表中朝地块南缘陆缘区洋壳向北俯冲，边缘海消减关闭所成的早古生代褶皱增生体。

（五）华南地块及其陆缘活动区

构成地块核心的扬子地块向东经南黄海、经朝鲜南部、可能还包括日本本州地区。基底由变质较深的下元古界和浅变质的中、上元古界组成。其上覆盖从震旦系到三叠系浅海相、滨海—泻湖或陆相沉积盖层。

扬子地块东南侧下古生界属冒地槽沉积。当时可能属稳定陆缘。早古生代晚期由于华夏古陆（或古岛弧）与华南地块陆缘碰撞而强烈褶皱，形成该地块东南侧的褶皱增生体。地块北侧陆缘区情况比较复杂。王鸿桢等(1981)认为：从震旦纪到早古生代末，在构造上主要处于拉伸阶段，形成紫阳平川和留坝甸阳这两个规模较大的边缘海。从志留纪和石炭纪的古地磁资料看，地块北侧陆缘区的拉伸可能一直延续到泥盆纪末才结束。

（六）华夏地块

华夏地块的范围目前还不十分清楚。近年来从东海海域钻探揭露，诸如东海北部JDZ—V—I井，新生界之下钻遇片麻岩，虎皮礁海域KV—1井钻遇可能属于中元古界金山群的片岩系。东海西南部灵峰1井新生界之下钻遇片麻岩、片岩及变粒岩。铷锶同位素年龄为1.6 Ga，应属早元古界。温6—1—1井和石门潭1井也见相似的片麻岩。证明本区这些古老的变质岩系往往仅被新生界直接覆盖。

南海西沙群岛永兴1井也在新生界上第三系之下钻遇花岗片麻岩、石英云母片岩和片麻状花岗岩，测得铷锶全岩等时线年龄为627 Ma，应属晚元古界。

从上述成果看，不难得出这些地区曾有一个长期遭受剥蚀的古老地块存在的结论。因而可能包括浙、闽、粤东部，东海陆架西部和台湾西部，以及南海东、西沙、南沙诸岛曾构成统一的整体——华夏地块。

（七）印支地块及其陆缘

印支地块包括昆嵩隆起，柬埔寨西部豆蔻山脉、老挝呵叻高原，还可能包括加里曼丹西南部地区。前寒武纪基底主要以昆嵩隆起伏于浅变质的下古生界之下的变质较深的片麻岩及中等变质的各种片岩系组成。大概属于元古界。印支地块周围被古生代和早中生代的褶皱带所围绕。东北侧分布于川圹至岘港间的长山山脉，二叠纪期间形成了巨厚的火山岩堆积和类复理石建造。古生代末到三叠纪初遭受强烈褶皱，属晚海西褶皱带，构成印支地块东北缘增生体。它与其北侧分布于奠边府和河内之间的拾宋早再山一带的印支褶皱带构成统一的增生组合。地块南缘的大叻海西褶皱带与印支地块西侧分布于湄南河流域，南至马来半岛的海西褶皱带，构成地块西南侧陆缘的晚古生代增生体。它与马来半岛、加里曼丹中南部印支—燕山褶皱带，构成向印度洋方向的增生组合。

（八）澳洲地块及其陆缘

包括现代澳洲大陆、伊里安岛毛克山脉以南及阿拉佛拉海域。澳洲中西部很少有盖层覆盖。前寒武系变质基底广泛出露，局部平缓地覆盖未变质的晚古生界及上白垩统陆相含煤碎屑沉积。第三纪时广泛分布巨大的玄武岩盖。

澳洲东部是古老大陆边缘的古生代塔斯曼褶皱带。总体呈南北向延伸。可分为西部奥陶纪末褶皱隆起的加里东褶皱带和东部早石炭世褶皱隆起的海西褶皱带。构成澳洲大

陆东缘的自西向东的增生组合(图5－2)。澳洲地块向北越过阿拉弗拉海，较薄的显生宙沉积层之下，估计元古界基底岩系北延至毛克山脉地区。推测澳洲大陆北缘，在与欧亚板块聚敛前属于稳定的大陆边缘(Hamilton ,1979 , Plumb,1979)。

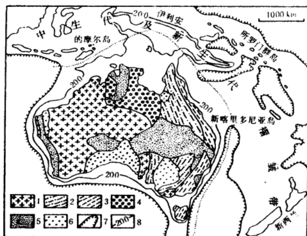


图5－2 澳洲、伊里安和塔斯马尼亚地质构造略图(据西北大学地质系，大地构造学基础讲义，1979)。

1－前寒武纪花岗岩及结晶片岩出露区(地盾)，2－加里东(部分是元古代)褶皱带，3－华力西(部分是加里东)褶皱带，4－地块上水平的古生代沉积，5－地块及凹凸地上水平的中生代沉积，6－地块上水平的新生代沉积，7－400 m等深线，8－200 m等深线。

二 起源

现今海陆分布大陆地块的拼接与地质历史时期和将来的演变进程，并非一成不变的。前述构成西太平洋边缘大陆各地块，经历什么样的途径，最终达到现今地理位置？目前尚不能说十分清楚，只能有了朦胧的认识。近代海洋地质学的发展，导致海底磁条带的发现。与海底扩张和地幔对流理论有机结合，孕育出板块理论的诞生。结合古生物地理进行古地理的复原，解答了过去长期纷争而未解决的一些奇特的地质问题。如过去曾以“陆桥”说或“泛世界”说来解释一些相似的植物和动物群化石广泛分布。以及一些古代盐、煤、礁块和冰川的证据。它们出现在现今世界中看来非常奇特的位置上。我们认为这些异常现象的出现，正是大陆板块运动的结果。根据近年来在亚洲东部地区所取得的地质、古生物、特别是古地磁资料追索组成亚洲大陆众多地壳碎块起源的踪迹，许多都是从冈瓦纳大陆周围或冈瓦纳大陆周围或冈瓦纳大陆本身分裂出来，随同板块运动机制而移置到现今位置的。

根据A. N. Khramov等(1981)所作的古地磁研究表明，西伯利亚地块在元古代时是彼此合离的阿纳巴尔、阿尔丹、北贝加尔和西贝加尔等四个小地块，经中寒武世的萨莱伊尔运动，聚合形成西伯利亚地块。其上发育有寒武纪红色砂岩与蒸发岩类。标志着它处于热带的低纬度区。古地磁资料表明：它从位于南半球的低纬度带一直向北移动，奥陶纪处于北纬7°～12°；三叠纪时通过北极到达现在的位置(图5－3)

据古生物研究结果可知，西太平洋边缘的亚、澳两大陆，在古生代晚期二叠纪分属三个大的植物地理区。北部以蕨类和种子蕨类显示北方冷温地带特征的含窄叶匙叶(*Neoggerathiopsis*)为代表的安加拉植物地理区；南部以舌羊齿(*Glossopteris*)为代表的冈瓦纳植物地理区；界于前二者之间为大羽羊齿(*Gigantopteris*)为代表的华夏植物地理

区。它又可分为南、北两个亚区。各区都有其彼此各异的独特的植物群(图5—4)。安加拉植物群是早石炭世到二叠纪末分布于西伯利亚、蒙古及中国东北及西北部。二叠纪晚期分布于中国西北部的安加拉植物群中混入若干种华下植物群的分子。这种混生现象在中国东北部的同期及其以前的植物群中，以及西北部在其以前的植物群中均未发现。这一事实认为是分隔安加拉和华夏两植物地理区起障壁作用的中亚蒙古海域的消长有关。

华夏植物地理区与冈瓦纳植物地理区之间植物种属的不同，也认为是特提斯海域分隔的结果。

与上述植物地理区对应着三个二叠纪海生生物地理区。从北到南可分为北极区、特提斯区和冈瓦纳区(图5—5)。北极区限于从西伯利亚到中国西北和东北的安加拉植物区以北为北半球冷温带水域。分布着腕足类海相地层伴生厚层冰川沉积特征的是属于冈瓦纳大陆的南极、澳洲和印度，二叠纪发现广泛的冰川和冷水区腕足类化石群。界于两大陆间的特提斯海域，从二叠纪早期开始，发生海生生物的地方化，形成特提斯海生生物地理区。是处于当时中、低纬度热带—亚热带海域。以包含费伯克䗴科纺缍虫类，瓦冈珊瑚科的珊瑚类，阿拉特冈科的二枚贝类等固有海生生物为特征。其中根据二叠纪中期的纺缍虫特征又分为安加拉—特提斯区(Ⅰ)，狭义特提斯区(Ⅱ)和冈瓦纳—特提斯区(Ⅲ)(图5—5)。狭义的特提斯区根据纺缍虫化石组成分子的不同，再分为西特提斯亚区(Ⅱ A)，东特提斯—泛大洋亚区北部(Ⅱ B)和南部(Ⅱ C)。华夏植物区相当于东特提斯—泛大洋亚区西部。

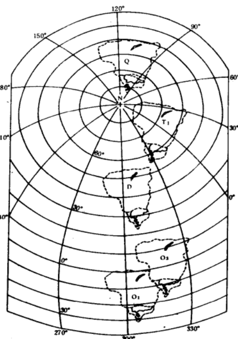


图5—3　早古生代以来西伯利亚地块漂移图(据*A. N. Khramov*等，1981)

根据上述古生物地理分布特征，不难看出它反映了二叠纪当时的古地理分布。小译智生(1986)综合分析评价有关的古生物群的亲缘资料，赋于年代意义的地质资料，古地磁资料等作成了如图5—6二叠纪中期的古地理复原图。

从该古地理复原图中可以看出；构成东亚大陆的中朝、扬子，东南亚、锡霍特阿林、日本的南部北上山地等地块，在二叠纪时是星散分布于泛大洋西部的大陆碎块。那末它们在二叠纪以前又是在在什么地理位置上呢？

最近，A. R. AYMOND(1985)对石炭纪早期植物地理区作了详细研究，并对早石炭世古地理作了复原。根据从石炭纪早期杜内世到维宪世中国南部扬子地块和西藏化石植物群与冈瓦纳大陆和南欧的化石植物群有许多共同种属的事实，推断石炭纪早期这些地区是处于作为冈瓦纳大陆一部分的澳洲大陆西部或西北部(图5—7)。

澳洲和中国大陆南部大量产泥盆纪化石植物*Leptophloeum*(薄皮木)，日本的阿武隈一南部北上带及四国的黑濑川带也有发现(齐藤靖二等，1982)，此外，华南和东南亚以及澳洲东部大量产出的泥盆纪特异珊瑚*Calceola*(拖鞋珊瑚)。日本南部北上山地和飞弹外缘带也有发现。这对于探索日本列岛内小陆块的起源是非常有意义的(小泽智生，1986)。滨田隆士(1984)指出日本中志留统中所产的三叶虫和珊瑚类与澳洲的动物区有非常密切的亲缘关系。

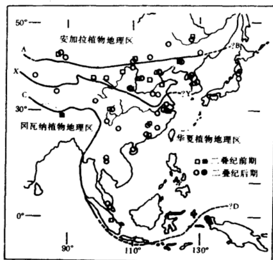


图5—4　东亚二叠纪植物地理分区图(据木村达明，1985)
A—B:华夏植物地理区与安加拉植物地理区之间的界线。*C—D*:华夏植物地理区与冈瓦纳植物地理区之间的界线。*X—Y*:华夏植物地理区的北部亚区和南部亚区的界线。

从上述事实看，构成东亚大陆及边缘的多数地块都来源于冈瓦纳大陆及其附近。它们随着板块活动，向西伯利亚地块汇聚。最终拼接到西北利亚地块的南缘而构成为统一的东亚大陆。

三　形成

板块构造学说认为地表历史乃是大西洋型海底扩张与太平洋型海底缩小的反复进行的历史。现代海洋底残存的证据，乃是最终事件的遗迹；即联合古陆的分裂史。其基本概况如图5—8所示。在二叠纪以前联合古陆乃是一个整体，被泛大洋所包围。联合古陆的东部靠近赤道两侧的低纬度地区，有一个泛大洋伸入联合古陆的巨大海湾。即前节所述以古生物地理分区的特提斯海(图5—8*a*)。三叠纪时广泛的玄武岩活动，标志着联合古陆的分裂。大致由三叠纪期间开始，到三叠纪末大西洋中部被分开。分为北方的劳亚古陆与南方的冈瓦纳古陆(图5—8*b*)。与此同时，冈瓦纳古陆呈“*Y*”字形裂缝开始分裂。晚侏罗世北大西洋和印度洋更加扩大。到侏罗纪末，中大西洋可能扩张已达1000km的宽度，南大西洋也开始扩展(图5—8c)。当时沿南美和北非的边缘曾出现碱性玄武岩喷发。白垩纪末，南大西洋大幅度扩展，印度洋更加接近亚洲(图5—8d,e)呈“现在”的状态。

古生代末联合古陆东方的特提斯海对西太平洋边缘大陆的形成、演化起着重要的作用。如前所述，二叠纪从特提斯海东部到泛大洋的西部星散分布着中朝、扬子、锡霍特阿林，东南亚等地块群或海山群。它们是何时经由海洋板块活动机制拼接到西伯利亚地块南缘的呢？我们试以古生物地理资料为基础，结合古地磁资料来考察一下吧！

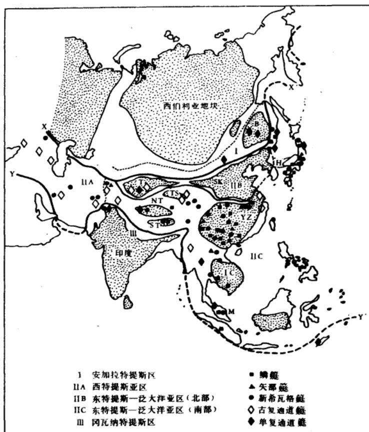


图5—5 二叠纪中期亚洲海生生物地理区(据小泽知生，1986)

小点部分表示主要地块的分布、空白部分表示古生代以来的造山带，B：布列亚—松辽地块，T：塔里木地块，SK：中朝地块(H为飞弹带)，TS：柴达木地块，NI：藏北地块，ST：藏南地块，YZ：扬子地块，IC：印支地块，M：马来亚，X—X'：安加拉植物区(北)和华夏植物区(南)的界线，Y—Y'：华夏植物区和冈瓦纳植物区的界线。

漂移在上述海域的地块与西伯利亚地块何时拼接，是以地块上的生物区合并到欧亚大陆的生物区所发生的生物混生现象为证据进行判定的。以陆生生物为例，在地块上发育的华夏植物群中混生有安加拉或欧亚植物群的分子，就可根据这些植物群，因为完全改变了地块原有的植物群面貌的时代来判定拼接的时代。不消说含有淡水贝类或脊椎动物的陆生动物相也同样可以作为判定的证据。

在图5—9中所表示的模式，是东亚各地块何时从冈瓦纳大陆分裂出来，何时成为东亚的一部分。如位于西伯利亚东南的布列亚地块，因二叠纪中期已属于安加拉植物区。所以其拼接年代可追索到二叠纪中期以前。在该地块的二叠系上部也发现含欧洲型淡水二枚贝类。如*Palaeonodonta*和*Paleomutele*，进一步证实了上述判定。

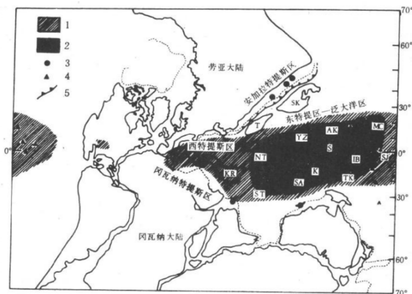


图5－6　二叠纪中期古地理复原图(据小泽智生，1986)

1:新希氏䗴和矢部䗴分布，2:鳞䗴分布区，3:单通道䗴分布区，4:海山，5:俯冲带，*KD*:库勒依奥斯地块，*SA*:东南亚地块，*S*:锡霍特阿林地块，*K*:阿武隈—南部北上地块，*AK*:秋吉海山，*MC*:马普尔恰尼昂海山，*IB*:伊吹海山，*SJ*:山秋安海山，*TK*:津久见海山，*ST*:西藏南部，*NT*:西藏北部，*SK*:中朝地块(包括飞弹带)，*YZ*:扬子地块，*T*:塔里木地块。

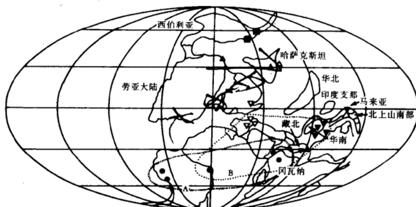


图5－7　石炭纪早期维宪世古地理复原图(据*A. RAymond*，1985)

●：冈瓦纳植物群，▼：冈瓦纳的热带植物群，▽：南欧及欧亚热带植物群，△：哈萨克斯坦植物群，▲：欧亚中纬度植物群，■：西伯利亚植物群，*A*:芦木属等在冈瓦纳大陆固有种属的分布范围，*B*:翅羊齿属等在南欧，中国及冈瓦纳固有种属的分布范围。

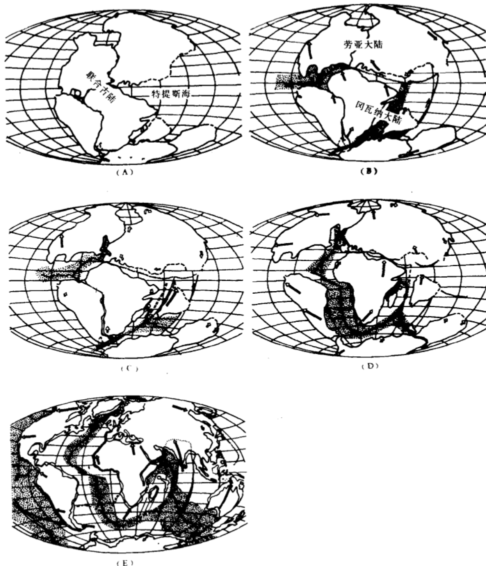


图5—8 联合古陆的分裂史(据Dietz和Holden,1970)。

(a)二叠纪末，(b)三叠纪末，(c)侏罗纪末，(d)白垩纪末，(e)现在

根据Raymond(1985)对石炭纪早期的植物地理研究结果表明：中朝地块估计在石炭纪前期已离开冈瓦纳大陆，位于北半球低纬度区(图5—6)。到二叠纪中期中朝地块与塔里木地块一起接近西伯利亚南缘。塔里木地块从晚二叠纪中期到后期，出现华夏植物群与安加拉植物群的混生现象。说明这时期塔里木地块已与西伯利亚地块拼接。而中朝地

块的古植物地理区到晚二叠世前半期为止属于华夏植物区，三叠纪早期合并到欧亚植物区。这表明中朝地块到二叠纪末才与西伯利亚地块相拼接。

据李春昱等(1982)所编的亚洲大地构造图分析，中朝地块与西伯利亚地块之间分布着一系列蛇绿岩套。从其空间分布和形成时代可明显地看出萨彦—蒙古和阿尔泰—兴安岭两古生代地槽中，由西伯利亚地块南缘到内蒙古蛇绿岩带的时代有由北向南依次变新的趋势。由中朝地块北缘至内蒙古地区蛇绿岩带的时代由南向北也有依次变新的特征(图5—10)。这种情况可以作为中亚蒙古洋分别向南、北两地块俯冲的佐证。但是中朝地块与西伯利亚地块之间未发现晚于二叠纪的蛇绿岩套。表明中亚蒙古洋在晚二叠纪时已经封闭，两地块发生拼接。所以也得出与古生物地理资料一致的结论。其拼接缝合带大致沿西拉木伦、二连浩特、索朗克尔至克拉美丽一线展布。

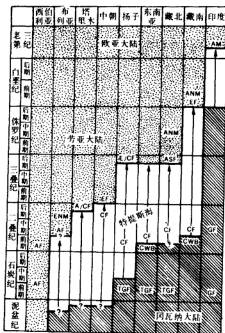


图5—9 东亚形成过程示意图(据小泽智生，1986)
图示东亚的地块在哪个时代以前属冈瓦纳大陆的一部分，何时成为东亚的组成部分。箭头表示地块在特提斯海域期间。GF：冈瓦纳植物群；TGF：冈瓦纳的热带植物群；CWB：冈瓦纳区的冷水域腕足类；CF：华夏植物群；AF：安加拉植物群；ENM：欧洲型非海生软体动物；A／CF：安加拉植物群与华夏植物群的混合植物群；EF：欧亚植物群；E／CF：欧亚与华夏混合植物群；ASF：亚洲型植物群；ANM：含*Trigomioides*的亚洲型非海生软体动物群；AM：亚洲型哺乳动物群。

另外，西伯利亚与中朝地块之间的海域，散布着若干大陆碎块，如布列亚—佳木斯、松辽及兴凯等大陆碎块也随着洋壳的消减拼接到西伯利亚地块与中朝地块之间，构成西太平洋边缘大陆的组成部分。

至于扬子地块的拼接，依欧亚植物群与华夏植物群混生群落、三叠纪后期出现在扬子地块上。推断扬子地块向中朝地块的拼接始于晚三叠世，到早侏罗世初就已完成(图5—9)。古地磁资料也有力地支持了这个结论。林金录等(1987)根据华南和华北两地块中侏罗世古地磁极一致，而在此以前早三叠世古地磁极相距甚远。认为华南和华北发生相对运动的时间应在中三叠世到早侏罗世期间，并于早侏罗世前发生拼接。这与印支期秦岭地区发生三叠纪构造变形和广泛发育于该区的三叠纪至白垩纪岩浆侵入活动时间相当。王鸿桢等(1982)研究东秦岭古海域两侧大陆边缘区的构造发展，也认为是三叠纪后

期发生对接碰撞。对接带的位置从陕南的凤县到山阳，向东大致沿大别山北麓到安徽桐城。山阳、商南、内乡一带出露的兰闪片岩和混杂堆积认为是对接碰撞的标志。徐嘉炜(1987)对大别山碰撞带研究后，认为其东端受郯庐断裂带平移大大北移到胶南隆起北侧五莲—胶州湾及朝鲜半岛京畿隆起北坟山—金刚山断裂。构成中朝地块与扬子地块的碰撞对接的地缝合线(图5—11)。

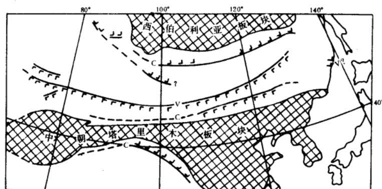


图5—10 亚洲中部蛇绿岩分布示意图(据肖序常等，1984,简化)
C—加里东期蛇绿岩套。V—华力西期蛇绿岩套。

印支地块与华南地块的拼接是以北西向哀牢山—藤条河断裂带表现出来的。该断裂带向东南延伸经河内地堑，进入北部湾、通过莺歌海坳陷可能与中建岛断裂相接（图5—1)。段新华等(1981)根据哀牢山—藤条河断裂带研究认为：断裂带两侧沉积建造性质和发展历史极不相同。并在断裂带中发现3—15 km宽的蛇绿岩带。其中有以蛇绿岩为基质和混杂其间成分复杂的蛇纹岩角砾和外来岩块(放射虫玉髓硅质岩，层状放射虫燧石、含黄铁矿粉红色碳泥质硅质岩，夹碳质板岩的硅质石英砂岩，大理岩和铬铁矿等)形成的一种特殊建造——蛇绿岩混杂堆积。在断裂带内亦发现双变质带。以哀牢山断裂为界，北东侧为高中温低中压变质带。南西侧的低中温高中压变质带的古生代岩相建造。说明，它是蛇绿岩套。属于洋壳板块以哀牢山—藤条河断裂作为毕乌夫带向北东侧的陆壳板块(华南板块)之下俯冲的残余洋壳。中三叠世拉丁尼克早期的印支运动发生板块的俯冲，加速了古特提斯海的关闭。完成了印支地块与华南地块的拼接。

澳大利亚地块是冈瓦纳大陆的典型的组成部分。它与欧亚板块的拼接和与太平洋板块之间的俯冲消减，是通过巽他海沟和所罗门海沟表现出来的。根据澳大利亚的古生物、

古气候、和古地磁资料分析，白垩纪以前澳大利亚与印度次大陆和南极大陆为一整体。晚古生代时处于高纬度区。与晚石炭纪前普遍温暖条件相反，石炭纪晚期气候表现明显变冷，发生冰川作用。古纬度急剧改变，位于南纬40～70°之间。白垩纪初印度次大陆分离出去。最近通过古地磁测定澳大利亚于白垩纪中期(95±5 Ma前)(Veevers,1986)与南极大陆解体。解体早期运动是奇特的，主要是向东移动。到50 Ma前由于南印度洋的海底开始快速扩张，又由东变为向北，逐渐进入低纬度地区。古新世的陆生植物化石组合为此提供了最确实的证据。始新世—中新世的煤与褐煤，中新世早期生物礁的发育都可以作为进入低纬度温暖地带的佐证。在早第三纪伊里安及其以北的海床曾随之向北移动，在伊里安北部由于洋壳向北消减而产生一近东东西向的岛弧，同时形成混杂堆积、蛇绿岩套和岛弧火山带。卡罗林海则是其弧后边缘海盆。约在中新世该岛弧与伊里安岛碰撞，形成伊里安中央山脉巴布亚褶皱带。

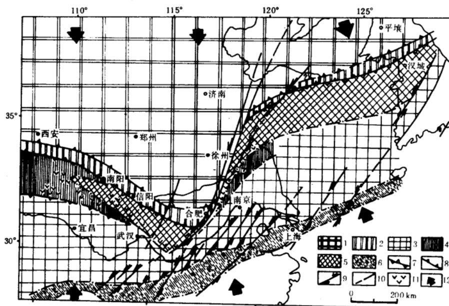


图5—11　中朝地块与扬子地块拼接示意图(据徐嘉炜等，1987)

1—中朝古大陆；2—中朝古大陆南缘地槽；3—扬子古大陆；4—扬子古大陆北缘地槽；5—扬子古大陆北缘隆起；6—江南隆起带；7—对接地缝合线；8—俯冲带；9—平移断裂；10——般断裂；11—扬子古大陆北缘元古代火山岩分布；12—陆块运动方向。

班达弧记录了岛弧同澳大利亚—新几内亚大陆的碰撞史。班达弧外弧海脊的所有岛屿(罗地岛、帝汶岛、塞拉姆岛、卡伊群岛、丹尼巴群岛等)表明是混杂堆积。其中有叠瓦状沉积物和结晶岩块，是推覆到大陆上去的。这些物质部分来自大陆本身，部分来自向前推进的岛弧前缘的深水混杂楔。来自澳大利亚和新几内亚大陆架的地层资料，直至上新世中期还没有合并到外弧岛屿上现在已经出露的混杂堆积体中，因此，楔状体的大部分是在最近5 Ma内成长起来的。但也有争议，认为最近出

现的混杂楔至少是在12 Ma前形成的，即晚中新世以前(W. Hamilton, 1977)。

综上所述，澳大利亚地块自中新世伊里安岛与卡罗林海南侧岛弧碰撞后，已形成统一的包括亚澳两大陆东缘构成的西太平洋大陆边缘。

第三节　演　化

自印支运动以后，西太平洋边缘的亚、澳两大陆中，构成东亚大陆的主要地块已基本完成拼接。在晚三叠世或早侏罗世时，已具有西太平洋(东亚)大陆边缘的雏形。侏罗纪时(190 Ma前)太平洋板块诞生，并迅速扩张。库拉板块向西北移动，经东亚大陆边缘的海沟消减于东亚大陆之下。到晚白垩世(100 Ma前)由于太平洋板块迅速扩张，库拉板块迅速缩小，逐渐转向千岛—阿留申海沟消减。太平洋板块才开始向东亚大陆边缘海沟消减，东亚大陆才成为西太平洋的大陆边缘(图5—12)，进入西太平洋大陆边缘的发展。它的发展演化大体可分为两大发展阶段：即侏罗纪晚期—早第三纪末的安底斯型大陆边缘发展阶段和晚第三纪以来的岛弧型大陆边缘发展阶段。其中安底斯型陆缘发展又可分为早期(晚侏罗世—早白垩纪)和晚期(晚白垩世—早第三纪)两个发展期。

一　安底斯型大陆边缘发展阶段

如前所述，在晚三叠世或早侏罗世期间，构成东亚大陆的主要地块已基本完成拼接后，大致在侏罗纪晚期西太平洋(东亚)大陆边缘开始呈现安底斯型活动大陆边缘。东侧洋壳板块向东亚大陆边缘漂移，并向东亚大陆之下俯冲消减。使得分散于洋壳上的海底高原、海山群或陆壳碎片，相继拼接于东亚大陆边缘上。因而，这一时期以沿东亚大陆边缘形成一系列由混杂堆积组成的破裂地体*和外来地块的拼接，以及形成大规模的陆缘火山带为特征。

由于西太平洋大陆边缘的地体研究还刚刚开始，难以作出系统的论述，只能作一些初步的探讨。这一阶段的地体拼接大体可分为两期：早期为以不同时代的外来岩石碎块混杂于晚侏罗世—早白垩世碎屑沉积中的破裂地体的拼接为特征；晚期为以更复杂的各种类型地体的拼接和出现横推断层和走向滑动带为特征。

(一)安底斯型陆缘早期(晚侏罗世—早白垩世)的地体活动

自晚三叠世到早侏罗世构成东亚大陆的各地块拼接完成以后，晚侏罗世—早白垩世期间，岛弧与边缘海尚未出现，东亚大陆边缘濒临库拉—太平洋板块。由于太平洋板块的迅速扩张，使库拉板块直接向东亚大陆之下俯冲消减，东亚大陆边缘呈以挤压应力场为主的陆弧型变动带。这种作用一方面使东亚大陆边缘发生褶皱变形遭受破坏，向大陆边缘陆坡之下提供碎屑沉积物质。另方面随着洋壳板块的移动，向东亚大陆边缘运移来散布于洋壳上的大陆碎片，海台、海山群和远洋堆积物。它们共同形成以破裂地体的形式镶贴于东亚大陆边缘的沉积的或者构造的混杂堆积体(图5—13)。

那丹哈达—西锡霍特阿林地体

黑龙江省东北部的那丹哈达岭地区是乌苏里江以东苏联境内的锡霍特阿林褶皱系的

* 地体——是指以断层为边界的具有独特地层层序和(或)经历过与相邻地区迥然不同的构造历史的地质实体。可分为：地层地体；破裂地体；变质地体和复合地体等类型。

一部分。黄汲清等(1980)认为是奠基于华力西褶皱基底上的中生代地槽褶皱带。

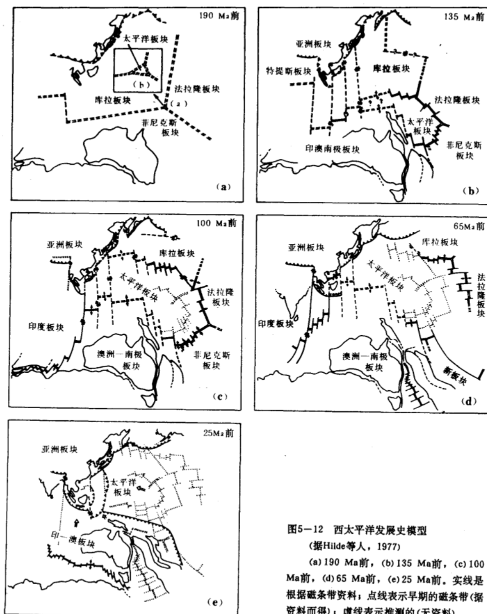


图5—12 西太平洋发展史模型

(据Hilde等人，1977)

(a) 190 Ma前，(b) 135 Ma前，(c) 100 Ma前，(d) 65 Ma前，(e) 25 Ma前。实线是根据磁条带资料；点线表示早期的磁条带(据资料而得)；虚线表示推测的(无资料)。

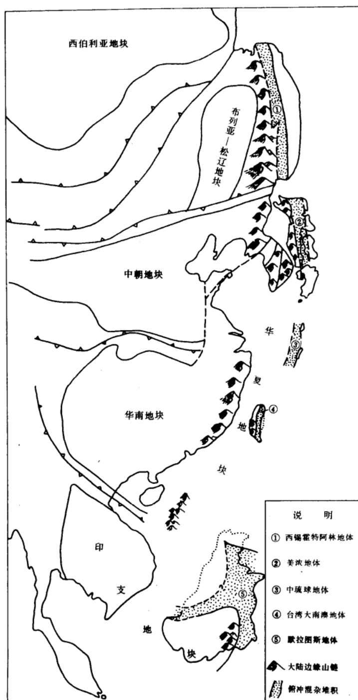


图 5－13 西太平洋安底斯型陆缘早期的混杂堆积体分布

最近，水谷伸治郎与邹济安等(1989)以国际地质对比计划第22项目开展中日合作，对那丹哈达岭地区进行研究认为该区是晚侏罗世—早白垩世拼贴于东亚大陆边缘的破裂地体(图5—14)。在这个地体中，上古生界灰岩和绿岩，三叠系层状燧石，下至中侏罗统的硅质页岩作为岩块被包含在晚侏罗世的外来碎屑岩中的。其中包含的古生界灰岩岩块中发现中石炭世的䗴类化石(*Fusulinella eopulckra*，*F. subpulchra submesopachis* 等)和珊瑚化石(*Donophyllum sp.* 和 *Koninckocarinia sp.*)；以及石炭二叠纪的䗴类化石(*Chalaroschwagerina*，*paraschwagerina*，*Pseudoschwagerina*，*Misellina*，*pseudodoliolina*，*Verbeekina* 等)。而包含在外来碎屑基质中的层状燧石和硅质页岩中的放射虫化石，已判认出来的中三叠世放射虫有：*Pseudostly Losphaera japonica*，*Yeheraia annulata*，*Triassocampe deweveri*，*Eucyrtis*(？) *sp.* 和 *Eptingium sp.* 等。晚三叠世放射虫有 *Liuarella Validus*，*Parahswum SP. A* 和 *Acanthocircus sp.*。在硅质页岩中发现有中侏罗世放射虫 *Tricolocapsa plicarum*，*T*(？) *fusiformis and Eucyrtidiellum unumaense*。

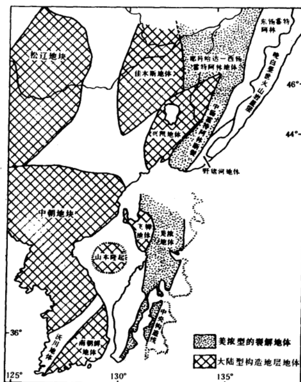


图5—14 日本海扩张前日本列岛、那丹哈达以及锡霍特阿林地区的地体图(据水谷伸治郎等，1989)

由于锡霍特阿林地区普遍分布着与那丹哈达地区所出露的岩石地层和生物地层一致的地质建造。因此统称为那丹哈达—西锡霍特阿林地体。

Z. Ben—Avraham 等(1981)根据古地磁研究，认为锡霍特阿林山脉，相对于西伯利亚地块自二叠纪以来向北极移动了 40°，自三叠纪以来向北极移动了 20°，白垩纪时发生碰撞，拼接到东亚大陆边缘上。一亿年间移动了 2000 km 或平均运移速度为 20 mm／a。

Zonensayn(1977)指出：锡霍特阿林测定的贝尼奥夫带是很缓的倾斜，约20～25°。

美浓地体

西南日本弧中部美浓地区广泛分布的所谓"古生界"沉积杂岩，与那丹哈达地区出露的岩石地层和生物地层有很大的相似性。也是由石炭—二叠系灰岩和绿岩、三叠系层状燧石，侏罗系硅质页岩和砂页岩组成。这些岩石分布区统称为美浓地体(图5—14)。该地体基本上是由晚侏罗世沉积的砂岩、页岩作为基质。其中混杂着时代不同的呈块状或板状大小不一的滑塌岩块。岩块的成分复杂，有由石炭—二叠系绿岩—灰岩杂岩，三叠系层状燧石和侏罗系硅质页岩、放射虫岩组成。它们都没有保存其原来的正常层序。岩块厚度几十米或更大，长可达数公里。从其中的中三叠统红色燧石层标本和玄武岩标本进行古地磁研究表明：岩石标本所反映的平均倾向为1.4°±6.8°。推测这些岩石磁化时处于古纬度南纬或北纬0.7°±3.4°。显然是中三叠世时位于古赤道附近的古海山组成物。据山本(1985)研究指出是一个以二叠纪灰岩作盖层的海山与古大陆边缘发生碰撞。而海山上的地层与其周围相关的海相沉积岩(包括构成古海山的一部分的绿岩—灰岩杂岩和上覆的石炭—二叠纪灰岩地层，以及古海山周围分布的二叠和三叠硅质页岩组成的深海堆积物)发生裂解和破碎，并形成各种不同大小的滑塌岩块。被包裹在尚未固结的沉积岩层中，形成美浓裂解地体。

美浓地体以北，有一条狭窄的缝合带，称飞弹外缘带。有许多大小不一的破碎的地质块体与蛇纹岩类夹杂在一起。还发现有一个孤立的兰闪石片岩岩体。该带可能代表美浓地体与东亚大陆边缘的飞弹山地碰撞的缝合带。根据古地磁研究组成美浓地体的有些物质成分中三叠世时原是在赤道附近的。但其与飞弹山地和飞弹外缘带都有中三叠同时代的地层。只不过沉积相和沉积环境有差异。飞弹山地中三叠统属陆相或浅海相，而美浓地体的中三叠纪地层为深海相的。它们都被晚白垩世至早第三纪的酸性喷发岩(即所谓浓飞流纹岩)所覆盖。这种地质关系表明：美浓地体是晚白垩世前才与当时处于东亚大陆边缘的飞弹山地相拼接。

中琉球地体

从吐噶喇海峡至宫古凹陷之间的奄美群岛和冲绳群岛各岛屿(奄美大岛、德之岛、伊平屋岛、伊是名岛、冲绳岛、渡名喜岛、久米岛等)的基底岩系中，广泛分布石炭—二叠系和三叠系的岩体。它们多出露于琉球岛弧的西缘。这些岩体在冲绳海槽张裂前，可能属于东海外缘隆起(台湾—肉道褶皱带)的一部分。它们都是没有保存其原有的正常层序的重力或滑塌沉积。最典型的是出露于奄美大岛的上侏罗—下白垩统的汤湾层。是包含成分复杂，时代各异的大量外来岩块的混杂堆积体。

汤湾层混杂堆积体的基质，以硅质砂岩，页岩为主体，伴生非硅质砂岩，页岩和燧石，以及基性岩类组成。从其中的燧石，硅质页岩，红色凝灰质页岩中，发现大量晚侏罗世和早白垩世的放射虫化石(表5—1)。而在基质中的基性岩类有：玄武岩、粗面玄武岩，粗粒玄武岩，以及属于煌斑岩类之一种的闪煌岩和斜煌岩等。其产状有熔岩、枕状熔岩、凝灰岩、脉岩和岩床等形式。

汤湾层混杂堆积的外来岩体由层状燧石，基性岩类和少量的石灰岩组成。这些外来岩体产状各异。有包含在基质中的直径数毫米～数米的岩片、岩块；与基质的同斜构造

大致调和的厚数十米～数百米的板状岩体；内部和下底呈现不对称的盆状构造；与同斜构造不调和的最大直径3 km，厚达300 m的巨大岩体等。板状岩体与巨大岩体以一滑动面同基质接触。层内褶曲的方向等内部构造与基质构造不同。并且可以清楚地判断是固结了的岩体贯入到未固结或半固结的沉积物中。

巨大的外来岩体的盆状构造，与下盘包含中、小规模岩体的基质中的同斜构造是不协调的。但是处于巨大外来岩体近傍的基质，形成与岩体外形相协调的褶曲。特别是在岩体的西北侧产生的背斜，与岩体相接触。显然，这种褶曲是由于固结的外来岩体的贯入，并因此基质受到拖曳作用所造成的。根据拖曳方向判断外来岩体是从西北向东南移动混进的(图5－15)。

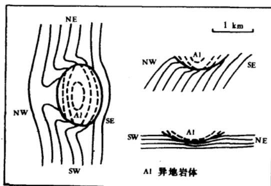


图5－15 汤湾层中巨大异地岩体的产状示意图(据木崎甲子郎，1985)

石灰岩呈岩块、岩片分散于二叠系—三叠系的凝灰岩、凝灰角砾岩中，与层状燧石呈互层。在这些岩片、岩块状石灰岩及互层状石灰岩的粗粒部分中，发现石炭纪和二叠纪的纺锤虫、珊瑚和牙形刺等化石(表5－2)。

从以上基质和外来岩体的成分、产状，构造以及其中所产的化石所反映的环境来看，显然汤湾层是由随着板块机制移动的具有枕状构造的玄武岩洋壳，运载着深海硅质页岩，在海沟俯冲消减过程中，与陆坡区滑塌下来的岩块或碎屑一起混杂堆积下来的。这种混杂堆积体广泛发育于硫球弧中段的西缘。如冲绳岛的本部层在岩性地层和生物地层方面都与汤湾层相类似。藤田宏(1980，1983)研究后认为：本部层和与那岭层是再沉积的堆积物。木崎认为其中的石灰岩岩体也可能是外来岩体。因而这些混杂堆积物可能代表晚侏罗世—早白垩世时期拼接于当时东亚大陆边缘上的破裂地体。

台湾大南澳地体

台湾中央山脉东部广泛分布前第三纪的变质基底杂岩。它代表亚洲大陆地壳或台湾最古老的岩石构造单元。这个变质杂岩带南北长约250 km，北部宽约30 km，南部宽约10 km，(图5－16)。这个基底杂岩通称为大南澳片岩。其主要成分为一套非常复杂的各种片岩和变质石灰岩为主，以及少量片麻岩，混合岩、变质玄武岩、变质辉绿岩和蛇纹岩组成。北部尚有细小的伟晶花岗岩及基性岩脉贯穿其间。基底杂岩中广泛分布着海洋型基性和超基性岩，尤其在它的东部。这些变质岩测年数据极度颇乏。只在灰岩巨砾中发现少量变形的二叠纪纺缍虫化石(彦沧波，1951)。基岩年代可能是晚古生代末到中生代的产物。

表 5－1 根据放射虫化石所显示的奄美大岛汤湾层混杂堆积体的基质年代范围(据迟泽等，1983)

时代		晚侏罗世			早白垩世							晚白垩世
时代	卡洛夫阶	牛津阶	启莫里阶	波特兰阶	倍里阶	凡兰吟阶	欧特里阶	巴尔仑阶	阿普第阶	阿尔必阶	森诺曼阶	土仑阶
放射虫化石带		A 1 2 3	B 4 5 6	C 7 8 9	D 10	11	E 12	C. septemporatus; D. tytthopora — O.pythiae	A. similis	Acaeniotyle umbilicata	Obesacapsula somphedia	Alievium superbum

Crucella theokaftensis
Tritrabs ewingi
Paronaella mulleri
Paronaella bronnimanni
Eucyrtidium ptyctum
Parvicingula altissima
Mirifusus mediodilatatus
Parvicingula boesii
Acaeniotyle umbilicata
Triactoma echiodes
Parvicingula cosmoconica
Cecrops septemporatus
Siphocampium(?) davidi
Thanarla pulchra
Sethocapsa uterculus
Podobursa triacantha
Pantanellium riedeli
Acaeniotyle diaphorogona
Dibolachras tytthopora
Archaeodictyomitra lacrimula
Pseudodictyomitra pseudomacrocephala
Holocryptocanium barbui
Emiluvia chica
Hemicryptocapsa cf. capita
Sethocapsa trachyostraca
Eucyrtis micropora
Triactoma cf. echiodes
Holocryptocanium geysersensis
Thanarla conica
Archaeospongoprunum venadoensis
Squinabollum fossilis
Novixitus weyli
Podobursa tricola
Xitus spicularius
Thanarla elegantissima

大棚层：外来岩体；UK16；UK47

名濑层：NS1；NS12

汤湾层：KK14B；KK30；KK20；KK26；KK27；YW2；YR29；YR32A,B；YW22B；KK63；TK37

表5－2 汤湾层中产出的石炭纪、二叠纪纺锤虫、珊瑚和牙形刺化石(据迟泽等，2979)

Neoschwagerina cf. margaritae DEPRAT
Pseudofusulina? sp.
Waagenophyllum kueichvwense HUANG
Pwofusulinella cf. fallax RAUSER－CHERNOUSSOVA
Fusulinella sp.
Fusulina cf. nytrica callosa SAFONOVA
Fusulina sp.
Paraschwagerina?sp.
Profusulinella sp.
Hibbardella sp.
Idiognathodus delicalus CUNNELL
Streptognathodus? sp.
Soalgignathodus sp.
Gondolella? sp.
Eostafella sp.
Fusulinella? sp.
Fusulina? sp.

变质杂岩中已鉴别出两个变质带(彦沧波，1963)。即西部的太鲁阁变质带和东部的玉里带(图5－16)。太鲁阁带由泥质片岩，片麻岩，混合岩，变质石灰岩，绿色片岩，硅质片岩和角闪片岩构成。其中包含角闪岩体和少量外来的海洋型基性、超基性蛇纹岩透镜体。在本带的东北，局部有花岗闪长岩侵入。太鲁阁带的内部构造大都呈宽阔褶皱。玉里带分布要小得多，为单一的混杂岩组合。主要由包含大量的海洋型基性、超基性岩块的海洋型泥质片岩组成。其中有兰闪石片岩。玉里带的内部构造呈向东倒转的逆冲褶皱。由于兰闪石片岩的出现，通常将玉里带作为高压低温下造成的兰闪片岩相。而太鲁阁带则认为是低压高温下造成的绿片岩相。

从上述变质杂岩所呈现的变质相带和岩石组成看，呈低压高温的绿片岩相的太鲁阁带堆积物，可能代表当时亚洲大陆边缘陆坡或陆基的堆积。呈高压低温的兰闪石片岩相的玉里带堆积物，可能代表海沟场所的堆积。中生代板块俯冲过程中，使组成洋壳板块的基性，超基性岩破坏成不同大小的岩块掺进海沟沉积物中。在海沟俯冲的低温高压环境下，形成呈高压低温兰闪石片岩相的玉里带混杂堆积。而在俯冲过程中少量破碎的海洋板块的基性、超基性岩块也掺进陆坡和陆基堆积物中，形成高温低压的绿片岩相太鲁阁带堆积。该带北部晚中生代(？)的花岗岩侵入可能是与这个俯冲相伴生的同期产物。这些堆积便形成东亚大陆边缘的增生地体。由于新生代晚期，中、上新世时海岸山脉地体逆撞到玉里带之上，而使玉里带的宽度明显变窄。

北巴拉望—卡拉绵地体

北巴拉望—卡拉绵地体的地质研究程度是很低的。从现有资料了解所出露的最老岩层是根据蜓科及牙形刺化石定为二叠纪中期由角砾化了的和扭曲的砂岩、蚀变凝灰岩、页岩等组成。其上覆含　类化石的中、晚二叠世的灰岩。在这些岩层之上覆盖着强烈变

形的中三叠世产牙形刺化石的类玄武岩含锰燧石层及侏罗系碎屑岩与硅质页岩的互层。据 Isozaki 等(1988)在北巴拉望所作的生物地层学研究，发现三叠纪和侏罗纪地层中含放射虫。据报道这里的三叠纪和侏罗纪放射虫生物组合与日本列岛的同时代生物组合非常相似。三叠纪种属有：*Triassocampe deweveri* 和 *Archaeospongoprunum japonicum*，属于下侏罗统的种属有：*H suum* *cf. hisuikyoense* 和 *Acanthocircus* *cf. hexagonus*，属于上侏罗统的有 *Mirifusus mediodilatatus*，*Cingulоturris Carpatica*，*Xitus sp.*，*paruicingula ahimenaensis*，*Protunuma cf. japonicus* 等。所有这些含放射虫的灰岩、燧石和页岩岩块都是呈滑塌岩块镶嵌于碎屑建造中。这些大小不一的滑塌岩块是作为北巴拉望地块的一部分。因而北巴拉望—卡拉绵地区可能是与那丹哈达地体或美浓地体相类似的破裂地体。

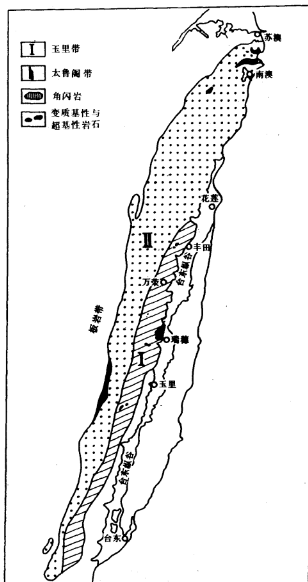


图5—16 大南澳地体前第三纪变质杂岩中的变质带及变质海洋性岩石分布图

卢佩—默拉图斯地体

婆罗洲西南部属于印支地块的一部分。它的北面和东面分别以卢佩缝合线和默拉图斯缝合线为界，一个被称为达瑙组的蛇绿杂岩，以其放射虫岩而著名。其中有典型的侏罗纪放射虫化石。达瑙组包括石炭—二叠系，也包含上三叠统在内。在上三叠统碎屑中

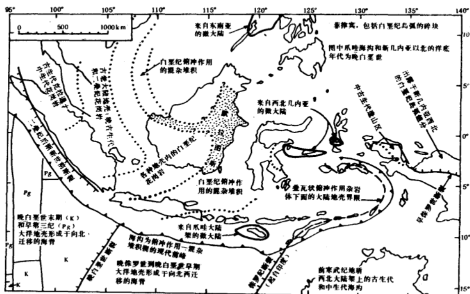


图5—17 印度尼西亚地区新生代以前的构造单元图(据Hamilton，1977改绘)
小点部分表示卢佩—默拉图斯地体。

混杂有石炭二叠系的岩屑。它们的原始接触关系模糊不清。另外，被上白垩统不整合覆盖的阿利诺组是深海沉积的含放射虫燧石，硅质页岩，粘土页岩，泥灰质页岩，结晶灰岩和基性火山岩(辉绿岩，玢岩角砾岩、凝灰岩、辉绿熔岩)组成。据Himd详细研究表明：其所含放射虫*Stylatractus ovatus*，与日本及苏联远东地区晚侏罗世至早侏罗世地层中的放射虫是相同的。这些地层W. Hamilton将它们作为白垩纪俯冲作用的混杂堆积(图5—17)。

默拉图斯地体是汇聚边缘活动时生成的。这种增生地体是由默拉图斯逆冲断裂带的兰闪石片岩、混杂岩和洋底碎片组成。伴生有帕特诺斯花岗岩和别的大陆碎片。暗示在其增生过程中已涉及一些陆源物质。默拉图斯增生地体与卢佩汇聚边缘增生体，构成围绕西南婆罗洲地块周围的含晚侏罗世至早白垩世放射虫的混杂堆积带。可能也是增生拼

接于当时东亚大陆边缘的破裂地体。

（二）安底斯型陆缘晚期（晚白垩世—早第三纪）地体活动

西太平洋大陆边缘发展处于安底斯型晚期发展阶段时，表现为东亚大陆边缘以伴随更为复杂的各种类型地体的聚敛拼接，在大陆边缘产生大规模的走向滑动和澳东大陆边缘裂解、地体漂离为特征。

科里亚克地体

勘察加北部的科里亚克山区，是拼接于西伯利亚东北部的增生地体的一部分。在科里亚克山脉之下为不同时代和不同岩性的构造杂岩岩块。在科里亚克山出露的巨大岩体板片，被向北倾的逆断层分开，含有重力滑塌堆积和混杂岩层(图5—18)。许多构造岩片和构造岩席的底部是超铁镁质岩体。由与辉长岩和闪长岩共生的辉石岩、橄榄岩和蛇绿岩组成。这些镁铁质和超镁铁质岩组合可能是一个蛇绿岩套的一部分，古生代硅质沉积岩或中生代的火山和陆源沉积物逆覆于其上。蛇纹岩混杂体和重力滑堆积的外来岩块含有泥盆纪、石炭纪及早晚二叠世的浅水相灰岩。Aleksandrov(1976)指出，科里亚克山所有的古生代沉积物都是外来的，沉积物来自南部，即现在的白令海附近，是中生代末期构造作用的产物。这些外来岩块的逆冲作用显然已延续到早第三纪。

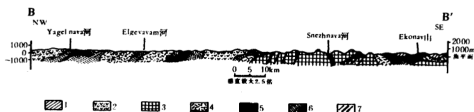


图5—18 穿越科里亚克山东北部的概略构造剖面(转引自J. K. Leggett, 1982)

1—古生代硅质岩和火山岩岩块；2—晚侏罗世至早侏罗世火山及陆源沉积；3—晚侏罗世至早第三纪火山—陆源沉积；4—构造混杂岩和重力滑塌沉积岩；5—辉长岩、闪长岩和斜长花岗岩；6—蛇纹杂岩；7—断层，主要是逆断层。

在科里亚克山混杂堆积中的灰岩碎屑和岩块中含有大量的有孔虫。如 *Acerroschwagerinaez gr. endoi* Hanz.，*Pseudofusulina sp. Pseudofusulina es gr. kraffti* (schellw. et pyhr.)，*Parafusulina exgr.* (Gümb)等。这些二叠纪的纺锤虫类显出亲特提斯型。这些特提斯分子出现在这么远的北部，相对于东北亚其它地区是反常的。因而暗示着有相当大距离的向北移动。yancey(1979)估计科里亚克二叠纪以来向北位移达30—35°。

Zonenshany等(1977)就曾指出鄂霍茨克火山带有一条连续延伸而向亚洲大陆下面倾斜的贝尼奥夫带相伴随。该带所特有的侧向岩浆分带性与金属分带性，从大陆边缘向大陆内部K_2O/SiO_2增大等情况证明了此点。作为著名的东亚火山岩带组成部分的晚白垩世鄂霍茨克火山带同时覆盖于科里亚克和科累马—奥莫隆地块上，因而科里亚克地体可能在科累马—奥莫隆地块与西伯利亚地块碰撞前就已完成了与科累马—奥莫隆地块的

拼接。

东锡霍特阿林地体

苏联远东地区锡霍特阿林东半部广泛发育细碧角斑岩和含*Fusulina*的晚古生代灰岩、侏罗纪放射虫燧石以及早白世的巨厚的海相复理型碎屑层。从白垩纪开始到中白垩世发生的褶皱，伴随中白垩世发生锡霍特阿林中央断层系大规模左旋位移。并成为晚白垩世为主的大规模酸性火成活动的场所。

锡霍特阿林地区含有丰富的二叠纪特提斯型纺缍虫类动物群（费伯克蜓）和类似日本的特提斯型的侏罗纪菊石。因此，Yancey (1979) 认为这个地区二叠纪以来经历了约20°～25°的向北运动。

Z. Ben－Ayraham等(1981)根据古地磁资料认为：锡霍物阿林山脉相对于西伯利亚自二叠纪以来向北移动了40°，自三叠纪以来向北移动了20°。白垩纪时发生碰撞拼接到东亚大陆边缘上。1亿年间移动了近2000 km或平均运动速度为20 cm／a虽然与生物地理区系分析结果有较大偏差，但都得出锡霍特阿林山脉地区晚古生代曾处于低纬度区。并且在白恶纪时与东亚大陆边缘拼接的结论。б. П. Зоненшайн等(1979)就曾指出在锡霍特阿林测得很平缓的约20—25°倾角的贝尼奥夫带。因而锡霍特阿林地体是伴随海洋板块机制运动，从低纬度区向北运动，最终于白垩纪时由于海洋板块的俯冲消减，成为拼接到东亚大陆边缘的增生地体。并且由于它的碰撞拼接作用，沿乌苏里江流域—黑龙

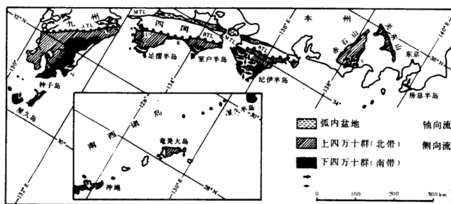


图5－19 表示上四万十群、下四万十群的日本地质图(转引自J. K. Leggett, 1982)
K. 为高知. N. 为日南，S. 为静冈，E. 为宇和岛，ETL. 为佛象构造线. MTL. 为中央构造线

江下游断裂伴有大型蛇绿岩推覆侵位。向东倾倒的褶皱以及逆断作用和重力滑动层形成那丹哈达岭褶皱带。

四万十地体

四万十地体指的是四万十超群出露区。包括琉球群岛，九州南部、四国南部、纪伊半岛赤石山地和关东山地，以及房总半岛等地，佛像构造线以南的广阔地带(图5－19)。这条狭长的构造带沿其延长方向的分布达1800 km。最大宽度约80 km。这个带状分布的以混杂堆积为特征的地质体，通常称为四万十带。沿其延长方向可明显地分出两个主要

构造层，即北带和南带。前者由侏罗系最上部和白垩系组成，后者由老第三系和下中新统组成。其间被断裂带(安芸—中筋构造线)分隔。

构成四万十地体的混杂岩岩石，大体可分为岩块和包围岩块的基质。基质由包含陆屑颗粒的泥质岩组成。所包含的岩块除陆源碎屑砂岩和页岩外，还有几乎不含陆源碎屑颗粒的岩块群。如玄武熔岩，枕状熔岩，及夹在其中的石灰岩、燧石，一些呈红色和绿色的页岩岩块等。这些岩块由其中的放射虫化石的测定，都比基质的年代老。对手结地区混杂岩岩块中枕状熔岩和石灰岩进行古地磁测定如表5—3所示。显示大致相同的古纬度。两者都显示出是在南、北纬13度范围以内的低纬度地区堆积或喷出的产物。而手结现在的纬度在32°N左右。另外从大致与喷出同时堆积的钙质软泥中保存的钙质化石判定是在比CCD(碳酸盐补偿深度，在大洋底4000 m左右)浅的海底。可见广泛分布于白垩纪混杂堆积中的玄武岩，其喷发的地方可能是相当宽阔的场所。

表5—3 手结地区混杂岩古地磁测定结果(据平朝彦，1981)

取样地点编号	岩芯资料数	层理面改正前		层理面改正后		K(1)	α(2) 95	古纬度(绝对纬度)
		伏角	偏角	伏角	偏角			
TEI—100*	15	33°	—18° (3)	—25° (4)	—19°	13	11°	13°
TEI—116*	10	30°	254°	—4°	—87°	56	7°	2°
TEI—123*	9	70°	—71°	—1°	—31°	39	8°	0°
TEI—D*	19	54°	—46°	—22°	—36°	57	5°	10°
TEI—E**	11	67°	—61°	—8°	—35°	39	8°	7°

*　枕状熔岩．**　含超微化石石灰岩

(1)缝隙统计精度参量。(2)缝隙统计的95%可信度的立体角。(3)负为向西旋转　。(4)负为向下。

平朝彦等(1981)对四万十地体研究后认为，玄武熔岩可能是中央海岭地区喷发的。熔岩喷发后，在其上部推积了放射虫硅质软泥(燧石)，红色粘土(红色页岩)，在这些堆积中几乎看不到钙质的化石，所以海底比CCD深。这样的海底急速沉降可以说明是中央海岭附近的地形。熔岩喷发后，经过50 Ma板块移动了约25—45°的纬度(距离3000—5000 km)，相当于5—10 cm／a.这与推测的太平洋扩张速度基本一致。

当板块的移动经过50 Ma的晚白垩世的康尼亚阶—桑托阶时期，到达太平洋边缘的海沟时，这些物质(熔岩和硅质软泥等)被俯冲挤压破碎成岩块和岩片，与海沟沉积物和陆源碎屑物一起形成混杂堆积，增生到大陆边缘上。

北海道的根室带岩相特征与四万十带非常相似，也可能是与四万十地体相似的增生地体。

新西兰地体群

现代太平洋板块和印澳板块之间的界线穿过了新西兰陆块，在新西兰北部板块边界沿着构造比较简单的汤加—克马德克火山岛弧系统延伸。而在新西兰南部则沿着较为复杂的麦阔里脊系统延展。现在普遍认为新西兰的板块界线是由两条反向俯冲系统组成的。即北岛、Fiordland群岛俯冲带。两者以阿尔卑斯断裂系统相连。(图5—20)

新西兰陆块原是与坎贝尔高原、查塔姆海隆、洛德豪海隆以及诺福克海脊等一起构

成澳大利亚地块的一部分(图5—21)。中生代时期，正当东亚大陆边缘发生一系列地体

图5—20　西南太平洋新西兰的现代板块构造分布图(转引自J. K. Leggett，1982)

聚敛拼接之时，西太平洋大陆边缘南段的澳大利亚陆缘，仍继承冈瓦纳大陆的解体。早白垩世(140—100 Ma)时，澳大利亚包括新西兰可能有一个辽阔的陆缘海。北部的新几内亚陆缘是一个火山岛弧背景。沿新喀里多尼亚—新西兰东部边缘的一个边缘弧系组成内美拉尼西亚弧。晚白垩世塔斯曼海的形成(78—56Ma)，一个巨大的大陆块—塔斯曼蒂斯(包括洛德豪、新喀里多尼亚—诺福克海岭和大新西兰)与澳大利亚—南极洲大陆分

离。大约在65Ma前由于新喀里多尼亚盆地形成而使塔斯曼蒂斯陆块自身解体。大致在同一时期，由于巴布亚莫比尔带以北的新几内亚部分的扩展和左旋走向滑动形成了珊瑚海。从而导致美拉尼西亚弧的分裂，并从新几内亚到汤加发育外美拉尼西亚弧。一个年轻的边缘海开始在新喀里多尼亚—诺福克海岭东侧形成。发生在新喀里多尼亚和新几内亚边缘海底和地壳的仰冲作用，使大新西兰被右旋断裂系分离，新西兰高原残留在太平洋板块上。大约在20 Ma(中新世末)时，新西兰经由克马德克群岛和消亡带与汤加弧相接。沿阿尔卑斯断裂的活动，使走向滑动部分传送到克马德克—汤加俯冲带(P. J. Coleman, 1980)。

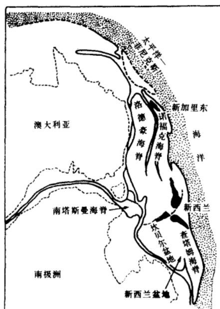


图5—21 西南太平洋主要单元的重建(据Griffith, 1976)

新西兰是晚白垩世至早第三纪期间从东冈瓦纳分裂出来的。根据Howell (1980)的意见，它至少包括四个沿东冈瓦纳增生的构造地层地体。增生在白垩纪中期完成。它们从西到东为Tuhua Ensialic 地体，Hokonui Ensimatic Arc 地体，Caplis Ensimatic Arc 地体和 Torlesse Graywacke地体(图5—22)。

Mckinnon (1983) 根据对Torlesse地体的详细研究认为，该地体的沉积物是在面对大陆的深成火山弧沿转换断层边缘的海沟、斜坡或陆缘盆地中形成的。处于新西兰北岛的Torlesse地体发现有二叠纪䗴类：*Neoschwagerina*、*Verbeekina*和*Yabeina*等。Yancey (1979) 指出这些特提斯型古生物种属出现在南纬35°是非常反常的。因而认为Torlesse地体至少由北向南移动了5—10°，在二叠纪以后该地体才与新西兰其它地体发生拼

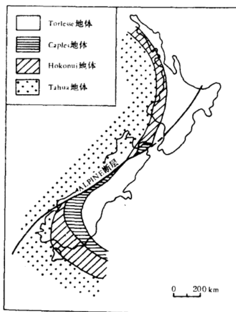


图5—22 新西兰地体分布图(据A. Hallam, 1986)

接。而Mckinnon(1983)则认为Torlesses地体是通过近于平行冈瓦纳边缘的转换断层漂移到火山弧系的。

Hokonui地体发现了大量的二叠纪至侏罗纪动物群。以腕足类为主的二叠纪动物群明显表现出亲澳大利亚的动物群。而且对应的分异度亦表明二叠纪时期未曾有过大的横向或纵向的分离。对于三叠纪和早侏罗世(里亚斯世)的纬度也有类似的结论。它至少可以从时代特征相当的中等至低等分异度的底栖动物群的出现得到证明。这个被称为Maorian生物区的动物群包括土著的腕足类如：*Rastel Iigera*和*Clavigera*及双壳类如：*Maoritrigonia*和*Graegonia*等。是代表一个生活在比较凉水中的动物群。这与澳大利亚在当时所处的地理位置一致。证明该地体自二叠纪以来一直是澳大利亚大陆的一部分。晚白垩世由于塔斯曼海的扩张才从澳大利亚大陆分离出来，到中新世末才达到现今地理位置的。

(三)安底斯大陆边缘发展阶段的岩浆活动特征

西太平洋边缘大陆自晚三叠世或早侏罗世形成以来，其东侧海洋板块可能自晚侏罗世就已开始向亚洲大陆之下俯冲。这种俯冲作用不仅使东亚大陆东部老断裂复活与新断裂的形成，以及发生大规模走向滑动。而且导致上地幔之下也有很大的影响。使得中国东、西部之间岩石圈结构产生明显的不同。表现在沿大兴安岭、太行山东麓至武陵山形成一条非常陡峻的重力异常带。同时伴随这种俯冲作用在东亚大陆东部发生复杂的岩浆活动。形成著名的东亚火山岩带。该火山岩带在空间分布上自北西向东南有三条呈北东向雁行排列的亚带(图5—23)。它们的延伸方向都大体与当时洋壳板块俯冲消减边缘的延伸方向一致。在时间分布上有自西北向东南迁移的趋势。总体构成复杂的钙碱性火山岩分布区。这些中生代钙碱性火山活动，通常还伴随有花岗岩岩基的侵位。记录了处于活动状态的大陆边缘开始发育。从而记录了边缘体系的形成。

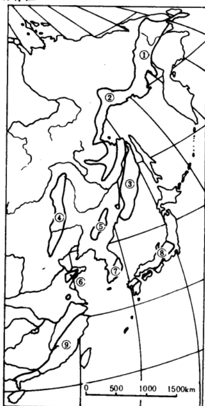


图5—23 亚洲大陆东部晚中生代火山岩类分布(据山田直利，1966改绘)
①楚科奇，②鄂霍茨克，③锡霍特阿林，④大兴安岭，⑤辽吉，⑥胶东，⑦朝鲜东南部，⑧西南日本，⑨浙闽粤地区。

西北亚带分布于鄂霍茨克—楚科奇，大兴安岭，河北北部，喷发的火山岩由安山岩、英安岩、流纹岩和火山碎屑岩组成。并有中基性—中性和酸性—中基性系列的两种演化趋向。

中部亚带分布于锡霍特阿林，中国东北的东部，山东东部，江苏、安徽一带。三叠纪到晚白垩世的火山岩由安山岩—粗面安山岩—粗面岩或安山岩—英安岩—流纹岩和火山碎屑岩系列组成。

东南亚带分布于西南日本，朝鲜半岛东南部，中国东南沿海一带。该带主要是由早白垩世喷发的大量流纹岩和英安岩及少量安山岩组成(整体上是从三叠纪至晚白垩世)。晚白垩世的火山岩和花岗岩主要出现在中国东南沿海的海岸附近。

上述三个亚带的火山岩岩石成分，从西北亚带含有一些玄武岩的安山岩，过渡到中部亚带的大部分为安山岩，直到东南亚带主要为流纹岩。这种岩石成分的空间分带迁移特征，可能正暗示着贝尼奥夫带俯冲深度的反映，即由洋向陆幔源物质含量增加的反映，而其活动中心随时间向东迁移的特征，则可能是板块俯冲向洋迁移或贝尼奥夫带所反映的俯冲倾角变陡所致。

二　岛弧型陆缘发展阶段

晚第三纪以来，西太平洋大陆边缘展现出崭新的构造格局。一改单纯的洋壳直接在海沟向东亚大陆之下俯冲消减，伴生陆弧的构造格局，在陆缘后部产生张应力场，导致边缘海的扩张和岛弧的形成。呈现独具特色的以沟、弧、盆体系为特征的构造格局。大陆边缘也随之由安底斯型陆缘转化为岛弧型陆缘。

这一时期的特点是由于太平洋板块的持续活动和俯冲消减于西太平洋边缘的大陆之下，导致边缘海的扩张，使安底斯陆缘张裂解体，裂离的陆块随着边缘海持续扩张，而远离大陆主体，组成岛弧的一部分或滞留于边缘海域形成独立地体。这种地体可称为裂离地体。如日本海的大和堆地体，中国南海的西沙地体和礼乐滩地体。

与此同时，由于太平洋板块的持续俯冲，洋壳上携带的一些大洋沉积物和分布于洋壳上的海山、海台或大陆碎块相继拼接到岛弧的洋侧形成移置地体或沉积加积体。直至近代这种沉积加积作用仍在海沟的陆侧继续进行。

伴随上述地体活动发生大规模走向滑动也是这一时期的显著特点。

(一)岛弧型陆缘阶段边缘海的形成

西太平洋大陆边缘展布的弧形花彩列岛，及其伴生的海沟和弧后边缘海是西太平洋陆缘独具特色的构造景观(图5—24)。界于岛弧—海沟系与大陆之间的所谓边缘海或弧后盆地，具有类似的地质和地球物理特征：它们整体的空间分布与板块聚敛边缘的延伸方向大体一致，并且都出现在仰冲板块的一侧；各边缘海盆通常地壳都较薄，在4—15 km范围之内；令人惊奇的是任何一个边缘海盆的地壳构造都很相似，接近于标准的洋底(图5—25)。其基底岩石大部分是构成大洋基底的所谓深海拉斑玄武岩，这一事实表明边缘海底与大洋底没有本质性的差别；这些深海盆的重力均衡异常和空间异常接近于零值，而布格异常为高的正异常。冲绳海槽则属于例外，其空间异常高达80 mGal；大多数边缘海盆都具有强度弱而紊乱的类似于大洋底条带状磁异常。磁异常振幅如日本海盆、西菲律宾海盆、四国海盆、劳海盆等大部分是300 nT左右，与西北太平洋海盆区磁异常振幅500—1000 nT相比尚不过其半。这些边缘海盆中大多数具有较高的地热流。

西太平洋边缘海，通常认为仍在扩张中的有马里亚纳海槽，Lau—Hauvre海盆和安

达曼海。而冲绳海槽、北斐济海盆和卑斯麦海等虽然多数人认为仍在扩张，但尚未被证实。除此之外，几乎都被认为是过去某个时期生成，现在已停止活动。即使认为仍在扩张中的边缘海盆，几乎都未报导过被肯定有伴随扩张而引发的浅源地震(小林和男等，1979)。

对于展布于整个西太平洋陆缘的边缘海盆的构造成因机制是十分复杂的。是与其地球动力学环境的演变紧密相随的。但是大多数弧后边缘海盆主要是扩张形成的。根据海底磁异常条带和深海钻探所获得的资料分析推断：首先可能是自白垩纪晚期(93 Ma前

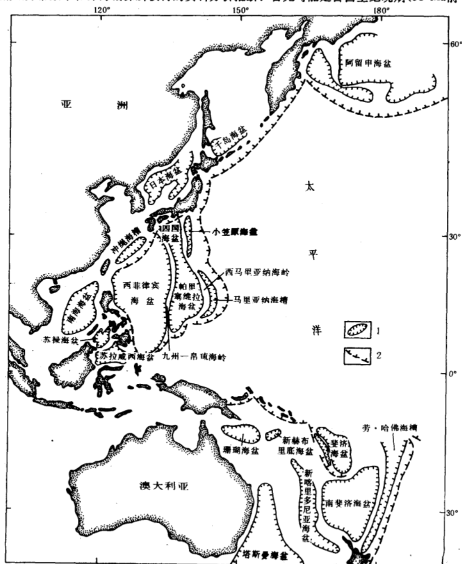


图5—24 西太平洋边缘海盆(据D. E. Karig, 1971)

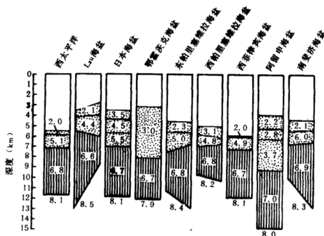


图5－25 大洋和边缘海盆的地壳比较(据D. E. Karig, 1971)

后)库拉一太平洋脊的俯冲消减，导致该洋脊的扩张消失。并使太平洋板块与澳大利亚板块之间的洋脊扩张速度加快，因而太平洋板块向西的俯冲消减加快。其次，在老第三纪中期(42 Ma前后)太平洋板块运动的方向发生重大改变，从原来以皇帝海岭方向(NNW)运动转变为以夏威夷海岭方向(NWW)运动，以此同时，太平洋板块内的大致呈南北走向延伸的转换断层转变为新的俯冲带，板块开始由东向西俯冲。使原来在安底斯型陆缘太平洋板块呈斜向聚敛和俯冲的机制转变为近于垂直的方向聚敛和俯冲(图5－26)。这种地球动力学环境的改变，一方面导致弧后产生张应力场，大陆边缘发生拉裂解体，弧后发生扩张，使裂解的大陆碎片远离大陆主体成为岛弧的一部分，边缘海张开，俯冲带也随之东移。另一方面导致转换断层转变为俯冲带，并伴随岛弧和边缘海的形成。因此岛弧与边缘海是大陆边缘构造活动中相应产生的孪生构造。

根据古地磁资料的研究，边缘海的扩张除使裂离的大陆碎块远离大陆主体外，同时也发生旋转。如日本海的扩张，西南日本相对于朝鲜半岛白垩纪以来发生顺利针旋转了24°，东北日本弧则相对西南日本弧白垩纪以来逆时针旋转达40°。同时它们所处的位置比白垩纪时的纬度位置向南移动约5.6°(广冈公夫，1984)。其它边缘海的张开也同样使围绕它的岛弧发生旋转。北海道相对于东北日本顺时针旋转约26°(N. Kawai, 1971)，琉球岛弧南部渐新世以来顺时针旋转约40°(笹嶋，1977)。即使是正在扩张的马里亚纳海槽，关岛的古地磁也反映出伊豆一马里亚纳弧中新世以来发生了顺时针旋转(E. E. Laesen等，1975)。

许多边缘海盆都是在俯冲带陆侧一方的地壳内，由于某种原因产生张力而扩张形成的。也有个别的是古海底的一部分被新的岛弧一海沟系的出现而围成的海盆，称为圈闭海盆(entrapped basin)。这种边缘海的特点是围绕它的岛弧的年龄比海盆生成的年龄要年轻。白令海的阿留申海盆和Bowers海盆被认为是这种类型边缘海盆的实例。海底具

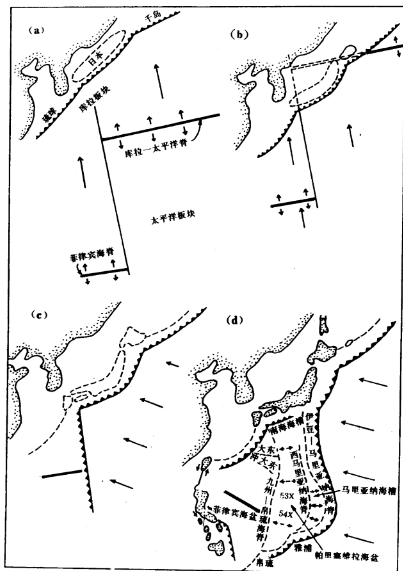


图5—26 西太平洋板块运动模式图(据Uyeda和Ben—Avraham,1972)

(a) 100 Ma前的，可能的板块运动，(b) 库拉—太平洋脊俯冲到日本之下，菲律宾海脊的滞后，(c) 40 Ma前太平洋板块运动方向改变为NWW方向，并且转换断层变为俯冲带，开始引起弧后的扩张，(d) 现在的状态

有中生代特征的条带状磁异常。比围绕它的老第三纪以来形成的阿留申弧年龄要老。所以Cooper等人(1976)认定它们是圈闭海盆。而白令海以西的勘察加海盆是渐新世中期开

始到中新世晚期扩张形成的边缘海。比东部新得多(深海钻探191号钻孔，DSDP leg19，1971；Scholl与Creager，1973)。

Uyeda和Ben—Avraham(1972，1983)认为西菲律宾海盆也属圈海盆的一种。而其以东的帕里塞维拉海盆则是扩张形成的(参阅图5—26)。

西太平洋众多扩张边缘海的扩张时期，虽然仍有正在扩张的海槽，如马里亚纳海槽和Lau—Hauvre海盆。但从整体看太平洋西南部的澳洲大陆东缘的边缘海盆的形成时期比太平洋西部东亚大陆东缘的边缘海盆早。澳洲大陆东部由于继承了冈瓦纳大陆晚中生代分裂解体的趋势，塔斯曼海盆证实了32(75 Ma前)至24(60 Ma前)的条带状磁异常编号(Hayes与Ringis，1973)，表明是白垩纪晚期到古新世扩张的海盆。南裴济海盆可能40 Ma前开始扩张(Patrick J. Coleman，1980)。根据其地磁异常条带来判断，可能是在30—26Ma前东北部的扩张就已停止。而亚洲东部诸边缘海盆大多数在中新世前后才陆续开始扩张。

(二)岛弧型大陆边缘的地体活动

先岛群岛地体

琉球岛弧南段宫古凹陷与台湾之间的先岛群岛。虽然从岛弧的弧形构造看它是岛弧的一部分。伴有配套的沟、弧、盆体系。但是其内部地层发育，构造形式、变质作用，地史发展都与宫古凹陷以北的琉球弧中、北段有明显差别。这些地质及构造差异特征早已引起地学界的广泛注意。本座(1977)曾对琉球弧南、北差异进行过讨论。

构成先岛群岛的基底岩系称八重山变质岩类。由Tumuru层和富崎层组成。Tumuru层是琉球弧上出露的最老的地层。为蓝闪石片岩相的高压低温型变质岩类。变质K—Ar年龄为159—175 Ma(Shibata等，1968；西村等，1983)，Rb—Sr年龄为195 Ma(Shibata，1972)为早、中侏罗世。其堆积年代可能是三叠纪或晚古生代。富崎层是由千枚岩，燧石，砾岩组成的浅变质岩，其中发现有较老于早白垩世的放射虫化石，属于侏罗系的堆积物。其变质年代据采集到的千枚岩测得K—Ar年龄为38 Ma(相场·关谷，1982)。其变质作用可能发生在覆盖其上的始新统野底层(火山岩类)的堆积时期或其以前的老第三纪初。中、北琉球没有这个时期的变质作用。比四万十变质作用年代老。被认为是富崎层的变质年代。

在中琉球与上述时代大致相当的地层是一套属于上部中生界的重力滑塌堆积或混杂堆积层。显然与先岛群岛存在着差异。

从地质构造看，中、北琉球构造走向与岛弧延伸方向大体一致。而先岛群岛褶皱变形可分为两期：前期为轴向NW—SE向的大褶曲。伴生兰闪石变质作用。后期为平行岛弧的EW方向的小褶曲。根据海底地形调查，八重山诸岛基底地形也与岛弧斜交，呈NNW—SSE向延伸。显然在构造上也与中、北琉球迥然相异(相场·关谷，1979)。

从上述地质组成、构造形迹，变质作用等分析，先岛群岛地区显然是处于琉球岛弧中的独立的地质构造单元。Tumuru层中蓝闪石片岩相变质岩，可能是菲律宾海板块向亚洲陆缘俯冲挤压的产物。晚第三纪冲绳海槽扩张，先岛群岛地区裂离大陆主体，以地体形式成为琉球弧的组成部分。

台湾海岸山脉—吕宋地体

台湾海岸山脉—吕宋地体是这个时期最典型的地体拼接例子。该地体除海岸山脉和吕宋岛外，还包括其间的呈南北向延伸的海底火山脊，及一些散布其上的火山岛、绿岛、兰屿、及巴坦群岛等。台湾海岸山脉—吕宋地体代表菲律宾海板块前沿面向西的新第三纪岛弧(图5—27)。

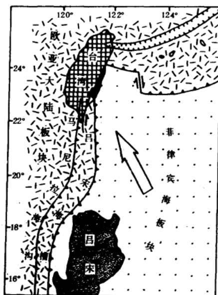


图5—27　台湾—吕宋区板块构造(据毕庆昌，1974)

台湾—菲律宾岛弧是作为这样一些碎块，包括较老的大陆或大陆边缘的碎块，大洋板片或蛇绿岩以及岛弧系成分拼接而成的。但是单个岛弧组成单元之间的关系，由于局部地质的复杂性和资料缺乏仍然模糊不清。海岸山脉主体及其东南的绿岛、兰屿都是由中新世安山岩质火山杂岩组成。这些火山杂岩(奇美火成杂岩)之上覆盖着由中新世、上新世及更新世的火山碎屑岩和沉积碎屑岩。其中最引人注目的是分布于该地体西缘紧挨台湾纵谷断裂的上新世—更新世的利吉层。该层是由深受扰动的深灰色鳞片状的泥质基质物作为基质和大量掺杂其中的外来岩块和岩石碎片组成的混杂堆积。岩块的大小从小于1 cm到大于1 km。大部分为砂岩或蛇绿岩系。另外尚有少量的粉砂岩、页岩及泥岩碎片。此外还有少量的石灰岩，砾岩及安山集块岩。外来岩块中最特殊的是基性—超基性的岩块。有橄榄岩、辉长岩、蛇纹岩、辉绿岩、斜长花岗岩、玄武岩及玄武质角砾岩(图5—28)。

利吉层混杂堆积是东亚大陆板块与菲律宾海板块的吕宋弧碰撞的产物。混杂堆积的组成物质是非常复杂的。既有洋壳物质，也有陆壳的碎屑和碎块，有深水堆积物，也有浅水的成分。从其中的混合化石时代看，包括从渐新世一直到上新世的分子都有。这些化石显然是利吉层混杂堆积物质在原始沉积时，同时赋存于其中的。上新世—更新世期间发生亚洲大陆与吕宋(菲律宾岛弧)的碰撞，使这些原处于远离台湾的不同地质构造环境的物质，在碰撞带混杂在一起形成的。

此外，台湾与吕宋之间分布着呈南北向的海底火山脊及散布其上的火山岛，它们与海岸山脉中部的奇美火成杂岩构成统一的火山带。根据放射性测年资料，有自北而南时代变新的趋势。奇美安山岩属中新世中期，绿岛火山岩属上新世早期，吕宋东北方的巴布延群岛火山作用至今仍在活动。结合到吉层混杂堆积仅分布于玉里以南至台东一带来看，初期碰撞只在玉里以南发生。随后由于菲律宾板块的继续向北推进，海岸山脉沿台湾纵谷断裂呈左行滑动。相应火山活动的时代在空间上依次向南更新。

东吕宋变质地体

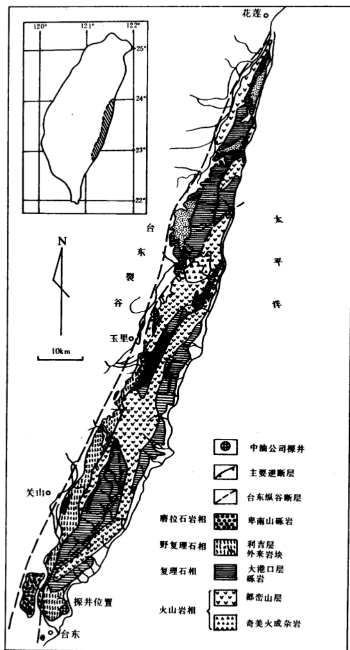


图 5－28 海岸山脉地质图
表示其地层分类，构造现象与岩相变化
（据何春荪，1982）

从比科尔(Bicel)地区中科迪勒拉南部，沿吕宋东南侧构成萨马弧的高度变形变质带。该带向西北追踪，可从卡坦端内斯经过甘马遴省北部和波利略岛，直至南马德雷山脉内的菲律宾断层东侧的因凡达附近(图5—29)。

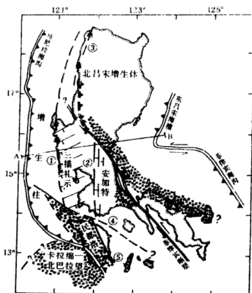


图5—29　菲律宾北部的增生地体(据D. E. Karig,1983)

双线：表示活动地体边界或板块的边界；粗线：为推断的非活动界线；阴影：表示隐伏变质杂岩和前白垩系分布区；具有蛇绿岩基底的区域以推测的扩张脊方向的线条标示；倾斜符号指向年轻地壳；星号表示已发现的西吕宋和依罗戈剪切带地区。缝合线和其它主要断裂如下：①西吕宋剪带；②中央谷剪切带；③依罗戈剪切带；④佛德水道剪切带；⑤东民都洛断裂带。

这些地区的变质岩为前石炭纪片麻岩，角闪片岩，绿片岩(原岩为细碧岩、基性岩流)，有时夹石英、长石、云母的角闪片岩以及石炭—二叠纪的绿泥—绿帘—云母片岩，千枚岩，板岩互层或变质硬砾岩，千枚岩、板岩互层夹大理岩组成。大部分变质岩基底，多被呈现岛弧环境的晚白垩世—早始新世火山岩和火山碎屑岩所覆盖。这些变质岩通常多是沉积岩或火山岩变质成绿片岩相变质岩。D. E. Karig(1983)根据这些变质岩的分布和构造背景，认为它们是作为某一个大陆边缘或老岛弧系的一个狭窄的基底碎块，在晚白垩世弧后扩张时，被断裂活动裂解，并离开它原来的位置，移置到菲律宾岛弧上的。然后，它便成为一个面向东而接受白垩纪到早第三纪的岛弧型火山岩和火山碎屑岩堆积的前弧基底。

三描礼示地体

三描礼示地体是从仁牙因湾到苏比克湾之间的以三描记礼示蛇绿岩体为主体的地体(图5—29)。根据海洋重力异常，其仍可向北延伸经仁牙因湾，直至吕宋岛西北方。向南根据重力、磁力异常资料，可抵达安比尔岛上所出露的蛇绿岩相连。

三描礼示地体东部边界埋藏于吕宋中央谷地早第三纪沉积物之下。因而它与盆地东侧出露的晚白垩世安加特蛇绿岩体的拼接界线，依Karig(1983)认为可能隐伏于吕宋中央谷地北部呈南北延伸的依罗戈褶皱带之下。称依罗戈剪切带。与仁牙因湾东部边缘能向南追踪的线状自由空间重力异常低值带相吻合。并认为这个缝合事件发生于晚渐新世至早中新世晚期。三描礼示地体的南界以佛德水道线与民都洛地体相拼接。地震反射、重力和磁力剖面(图5—30)都有反映。缝合线在两个单元之间以一个明显的构造凹陷表现出来。向西隐伏于西吕宋海槽(前弧盆地)的沉积物之下。Karig(1983)认为该缝合线是晚中新世和(或)早上新世时形成的。

三描礼示蛇绿岩体至少有两个向东倾斜的蛇绿岩单元。西部为阿科吉—巴洛单元，由马里亚纳型拉斑玄武岩岛弧物质组成。东部为科托单元，由边缘盆地类型的物质组成(Haukins和Evans，1983)。这两个单元各自都有其自己的沉积盖层。科托单元上覆晚始新世—早渐新世的深海灰岩(Schwaller 等，1983)；阿科吉—巴洛单元上覆中、晚始新世含放射虫粘土岩和火山灰。向西蛇绿岩体与混杂堆积单元呈构造接触。后者含有早白垩世放射虫岩，云母片岩和超铁镁岩的岩块(Karig，1983；Schwaller等，1983)。三描礼示蛇绿岩的西翼不整合覆盖着晚渐新世—上新世的磨拉斯岩系。其底部为含砾石的蛇纹岩和放射虫岩(Hashimoto，1981；Karig，1983；Schwaller等1983)。出露在蛇绿岩体上的沉积覆盖物，被认为形成于较深的大洋背景中，并远离活动火山弧(Garrison等人，1979；Schweller等，1983)。根据玄武岩和15°30′N附近深部地壳岩石的地球化学资料证实蛇绿岩是大洋或弧后地壳的一部分(Haukins和Evans，1983)。

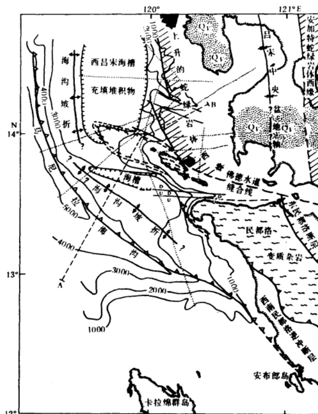


图5—30　三描礼示和民都洛地体之间复杂拼接地带的构造略图(据D. E. Karig，1983)
小点线：表示重力和磁力剖面线；A—B：表示地震及反射剖面线；等深线以米为单位。

根据蛇绿岩体和较老的盖层沉积物两方面的古地磁测定资料证实，它们是来自赤道附近的低纬度区。显然三描礼示蛇绿岩体是一个外来岩体，在其增生到吕宋弧的过程中，

至少向北移动了约10°，并且 还发生了将近70°的逆时针旋转(D. E. Karig,1983)。

安加特蛇绿岩体

南马德雷山脉西翼所出露的基性火成岩是晚白垩世蛇绿岩体的一部分。它和东吕宋变质带组成晚白垩世或更老的岛弧或岛弧复合体的组成部分，构成整个吕宋弧的东翼。该岩体根据八打雁枕状玄武岩的露头判断，仍可向北追踪到15°15′N附近。它虽然被走向滑动断层分割成若干宽数公里的构造块体，但仍显示出蛇绿岩岩席的基本构造整体。安加特蛇绿岩体仅有局部超基性岩和堆积辉长岩出露。其上覆盖着晚白垩世末麦斯特里希特阶的细颗粒非钙质火山碎屑(含凝灰质)，浊流沉积层系。并似有向东进入马德雷山脉区变粗的趋势，即变为块状凝灰岩和岩流，以及火山集块岩等。Karig(1983)根据该岩系的底部浊积岩缺乏碳酸盐岩，认为安加特蛇绿岩产生在深于晚白垩世碳酸盐补偿深度的深水盆地中。晚白垩世到始新世地层之上覆盖着火山碎屑浊积层中也含有深海灰岩，碳质和含少量凝灰质的浊流沉积层。因此，Karig(1973)，Balce等人(1979)认为安加特蛇绿岩是形成于面向东的晚白垩世到早第三纪岛弧的弧后盆地中。并认为它是沿吕宋东海岸地段的晚白垩世到早第三纪的消减杂岩体。

Karig(1983)认为安加特地体起原于北三描礼示地体更南的部位。晚始新世到早中新世期间，与三描礼示地体在二者间的中央谷缝合带发生左旋走向滑动而聚敛拼接在一起的。

民都洛变质地体

民都洛地体包括卢邦岛、北民都洛岛的大部分，以及沿主山脉走向进入民都洛东南的不明地段(图5－29和30)。这个变质杂岩为遭受广泛变质的沉积岩和变质火山岩。前者包括石英—长石质片岩，大理岩和绿泥石片岩；后者从辉长质到富含硅质的火成岩，变质程度很少达到绿片岩相。蛇纹岩体广泛分布于整个变质杂岩中。是以强烈剪切面为界的构造断片。还有被推测为早第三纪的酸性侵入体。

这些变质岩石的原岩明显地包含泥质、钙质和火山碎屑物质。沿民都洛北岸在泥质的沉积变质岩中，锰氧化物的大包体以及它们与火山碎屑岩的密切关系表明，这个岩系可能代表深海和岛弧沉积物。火成岩的原岩也可能代表岛弧组合的一部分(Karig,1983)。

在民都洛北部，这些变质岩被枕状玄武岩覆盖，其中含有红色深海(枕间)灰岩，从中获得属晚白垩世的有孔虫。在其上覆盖着早始新世有铁镁质(基性)火成岩体侵入的碎屑岩。这些盖层虽也受到褶皱变形，并有千枚状结构，但变形程度比变质岩轻(Hashimoto和Sato,1968)。

民都洛变质地体与前述北巴拉望—卡拉绵地体的碰撞带，一般认为是以马尼拉海沟这个板块俯冲边界向东南延伸到民都洛岛西南部陆地所反映出的一个活动断层和重力低值异常带表现出来的。这个板块边界可能沿斑乃岛西部与活动的内格罗斯海沟相连结(Hamilton,1979,和Itolloway,1981)。因此，西南民都洛逆冲带似乎代表聚敛边界的一段。在那里有与大陆性质或岛弧有密切关系的两个地体的碰撞。民都洛变质地体与北巴拉望—卡拉棉地体之间的碰撞自中新世末期就已开始(Karig,1981)可能一直延续到近代。

西吕宋岛弧增生柱

西吕宋岛弧增生柱是北菲律宾最西部的地体(图5－29和31)。它占据西吕宋岛坡及

西吕宋海槽区域。海上地球物理资料(Hayes和Ludwig,1967;Ludwig,1970;Bowen等，1978)表明，这个柱体由变形的低速、低密度和非磁性的物质组成。根据多道地震反射剖面(D. E. Hayes和S. D. Lewis,1983)表明，虽然中国南海盆地的某些地层可能成为增生柱的底，但其沉积物的大部分生成于正在充填的马尼拉海沟的浊积层，构成一个厚数公里的倾斜而未变形的前弧盆地，叠加在增生物质之上。北吕宋海槽弧前盆地中沉积了来自北部和东部的浊流沉积物，厚度大于2km.Karig(1983)认为该增生柱是中新世开始，可能延至现代的南海海盆向菲律宾弧之下俯冲而构成的东西向聚敛作用形成的。

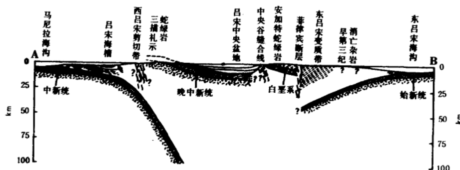


图5—31 穿过中吕宋的地壳剖面解释。(据D. E. Karig,1983)
说明在几个构造地体或板块之间大洋地壳地体的几何关系。剖面位置表示在图5—29中。

菲律宾弧南部及印尼弧东部的地体活动

这个地区是欧亚板块，印澳板块和太平洋板块的交接地带。这些板块的相对运动和它们之间的相互作用，使板块边缘裂离成碎片(微陆块)，它们的演化和相对运动又受欧亚、印澳、太平洋等板块相对运动格局的制约。从而造成现今构造的复杂图景。M. C. Daly等(1987)认为由于42 Ma前同时发生太平洋板块运动方向从北北西向到北西西向的转换和东南亚开始旋转。并且印澳板块发生局部裂离出的碎片捕获洋壳残余部分成为苏禄海，苏拉威西海和南边的斑达海。20 Ma前早中新世，澳大利亚北部与太平洋板块和“缓冲”板块之间的碰撞，促使印度尼西亚的演化。这种碰撞导致了(澳大利亚的)本盖—苏拉，布敦微大陆碎片(或许还有其它碎片)以构造碎片的形式分离。它们从Kepala Butung—直转移到菲律宾—太平洋板块之上。并向西移至它们现在的位置。到中中新世时，布敦和本盖—苏拉等微大陆碎片与东苏拉威西发生碰撞。

东堪察加—千岛地体

堪察加半岛东部，千岛群岛是新生代晚期的褶皱增生体。广泛分布上部白垩系、第三系及第四系火山堆积物及深海相地层。其中火山岩多为中基性，少数为酸性。它们为熔岩流，熔岩被盖，凝灰质熔岩、砾岩凝灰岩，砾状层凝灰岩、砂质凝灰岩以及其它岩

石组成。更新世有橄榄岩、安山岩、安山玄武岩和凝灰岩。直至近代仍有火山活动，如克留赤夫火山。

堪察加东部大量基性、超基性岩体组成一个带。从拉科瓦伊海湾，加纳利山脉、瓦拉金山脉、库姆罗奇山脉和纳基山脉到卡膳金斯基岛和戈维奥纳半岛，直至堪察加海角和克罗诺茨基海角。这些基性、超基性岩体多呈不规则椭圆形或透镜体状出现，或呈层状岩体。所有超基性岩体都产生于与褶皱构造走向一致或略有斜交的断裂中。可能是洋壳的残余。

西太平洋其它岛弧的地体活动

西太平洋边缘除边缘海扩张，造成陆缘的裂离形成岛弧外，转换断层的活动造成一些移置地体捕获洋壳形成边缘海，从而也形成围绕该边缘海的岛弧。上述岛弧的洋侧挽近时期仍不同程度地正在发育着增生棱柱体和海山或海台的碰撞拼接。如由多道地震反射测量和深海钻探计划(DSDP)—国际海洋钻探计划(IPOD)第56,57航次所获成果，发现东北日本弧外侧发育有小得出乎意料的增生柱(图5—32)。在西南日本弧前区，第31航次的钻探和气枪调查，发现陆坡(海沟内坡)之下发育着由陆源和半陆源的增生体(志岐常政等，1982)。深海钻探计划第458和459站位都钻达由安山岩与玄武岩互层组成的基底之上，整个剖面都见到受到改造和再沉积的沉积物(D. E. Hayes，1984)。这些都是正在增长着的沉积增生体。

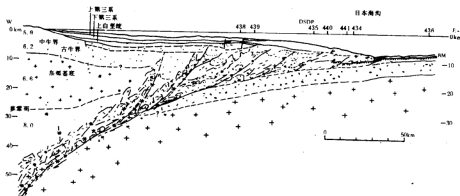


图5—32 东北日本宫古外侧横穿日本海沟和弧前区的构造剖面示意图

反映了声波基底(BM)、逆冲断层、增生柱、弧前火面岩和理想的震源分布状况(据志岐常政，1972简化)

其次，伊豆小笠原海沟与日本海沟衔接处的第一鹿岛海山和小笠原海岭东侧的小笠原海台都是由太平洋板块向日本弧及伊豆—小笠原岛弧之下俯冲过程中，正在或即将与

日本岛弧和伊豆—小笠原岛弧拼接的外来地体(长冈信治等，1989)。菲律宾海西北部的大东海岭及冲大东海岭和菲律宾岛弧东侧的本哈姆海台也可能是即将与相邻岛弧拼接的地体。

(三)岛弧型陆缘发展阶段的岩浆活动特征

晚第三纪以来，西太平洋大陆边缘进入一个崭新的发展时期。太平洋板块运动的速度加快到25 Ma前的三倍(Hilde等，1977)，西太平洋大陆边缘出现弧后扩张边缘海和岛弧。伴随岛弧区钙碱性火山活动和大陆东部新第三纪玄武质火山活动突然增强。岛弧是岩浆激烈活动的中心地带。形成素有环太平洋"火环"之称的火山岛弧。以中酸性，特别是以安山岩类为主。这种以安山岩类为主的火山弧，构成环太平洋安山岩线的一部分，也是洋陆两种地壳的分界线。早中新世末至中新世大千岛岛弧形成并伴随强烈的火山活动和小规模的花岗岩类浅成侵入体。日本岛弧，伊豆—马里亚纳岛弧及琉球岛弧，大量中新世"绿色凝灰岩"和新第三纪—第四纪安山岩、流汶岩和拉斑玄武岩(西南日本为碱性玄武岩)喷发。台湾西部有中新世初的碱性玄武岩溢出(公馆期)，中晚期有拉斑玄武岩及拉斑岩的活动(角板山期)，上新世局部地区也有玄武岩的活动。更新世由于安山岩活动形成大屯、基隆火山群及北方海域火山岛。此外，澎湖列岛有拉斑玄武岩、碱性玄武岩交互活动(澎湖期)。在台湾东部上新世有辉石安山岩和玄武岩(拉斑岩)活动。更新世时东部和东南部海域中出现过安山岩的侵入和溢流。在菲律宾岛弧也有大量早中新世—第四纪凝灰岩、安山岩、英安岩和玄武岩的活动。

沿新几内亚和新不列颠北岸有一个连续的活火山和死火山弧。但两个岛的火山物质完全不同，酸性熔岩和浮岩仅在新不列颠塔腊赛亚以东的拉包尔和卑斯麦海北沿的马奴斯，而新不列颠西部和新几内亚北岸缺少酸性熔岩，这个地区占主要地位的是橄榄拉斑玄武岩和玄武安山岩；布干维尔和所罗门弧，完全不同于新几内亚弧，它普遍分布着苦橄玄武岩和富辉橄玄岩，并伴随着大量的橄榄玄武岩及玄武安山岩，在化学成分上它们和日本弧中碱性玄武岩和高铝玄武岩非常接近；新赫布里底弧大约有8—10个活火山，其中三个是熔岩组成的。奥巴形成于晚上新世，除大量浮岩外，还有苦橄玄武岩和富辉橄玄岩，最后喷出橄榄玄武岩岩流。奥巴以南100 km处的安布里姆火山，大约在2000年前就已平静下来，熔岩是斑状橄榄玄武岩。在安布里姆以南40 km处的洛佩维火山，1963—1965年喷出过紫苏安山岩和橄榄辉石玄武岩；汤加—克马得克弧是个单一的火山弧，汤加岛群有9个以上的活火山，其中6个形成岛屿，克马得克岛群的拉乌尔岛也是个火山岛。它们的熔岩在岩石学上类似，变化范围在橄榄玄武岩到英安岩之间，都是低碱的熔岩(刘仲衡，1979)。

新西兰也从晚中新世早期开始出现岛弧型流纹质火山凝灰岩。Ballance(1976)划分出6个地理上独立、时间上连续的火山弧。即怀塔基里弧(20—15 Ma)，北地岛弧(18—15 Ma)，科罗曼德尔弧(15—6 Ma)，Whitianga 弧(6—3 Ma)，陶朗加弧(3—0.75 Ma)和现代的陶波弧(从0.75 Ma前开始，但有些人认为开始时代更早)。前五个弧呈北北西向线状排列，现在已停止活动。而与汤加—克马得克弧方向大致接近的陶波弧则呈北北东向。陶波火山带由钙碱性火山岩组成。其岩石类型有流纹岩、安山岩、英安山和玄武岩。另外还有一个以第四纪安山质熔岩为主的埃洛蒙特火山链。

上述岛弧型火山活动中所形成的火山岩，具有明显的岩石化学极性。即根据其岩石化学成分具有一定的分带规律。从洋侧到陆侧依次出现拉斑玄武岩系列，钙碱系列和碱性系列火山岩，另外还有大量超镁铁结核(久野，1970)。这种分布规律，都城秋穗认为是与板块聚敛速度为标志的岛弧活动性有关。板块聚敛速度高达8—9 cm／a的岛弧，拉斑玄武岩系列的火山岩非常发育。如汤加弧。聚敛速度高的成熟岛弧除发育拉斑玄武岩系列火山岩外，尚有钙碱性和碱性系列的火山岩。如东北日本弧；当板块聚敛速度处于中等(小于7 cm／a)的岛弧，钙碱系列火山岩则十分发育，其它两个系列的火山岩则处于次要的地位。如阿留申弧，印尼弧和琉球弧等。板块聚敛速度缓慢的岛，其主要发育碱性系列的火山岩，另两个系列的火山岩则少见或缺失(Miyashiro,1972)。

三　大规模走向滑动

西太平洋大陆边缘是太平洋板块向欧亚和印澳板块之下俯冲消减作用形成的活动大陆边缘。由于太平洋板块作北西向运动的方向与西太平洋大陆边缘呈斜交，因而构成斜向俯冲。在这种斜向俯冲机制中，一方面如前所述，由大洋板块运移来的大陆碎片，远洋堆积物，伴同海沟及陆坡堆积物呈构造的或沉积的地体，增生拼接到大陆边缘上。另方面也产生侧向挤压形成横推断层或走向滑动带。(图5—33)。由于大陆边缘往往不是平直的，所以这样的横推断层或走向滑动带的断层运动，或许是斜交的聚敛，或许是斜交的离散。在前一种情况下，明显的剪切作用将伴随出现挤压构造。如局部的或区域性的隆起逆掩断层，推覆体和同期沉积物中局部不整合的形成。后一种情况的斜交离散应力则将导致拉张断层和各种盆地的形成。因而这种走向滑动使大陆边缘演化中的地体拼接过程更加复杂。

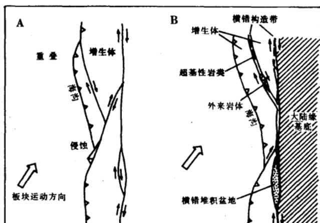


图5—33　斜向俯冲与横错运动的模式图

A.据Karig(1979)通常的横错图形，B.关于横错构造带和增生体再排列的模式图(据平朝彦等，1981)

大洋板块的斜向俯冲，在大陆边缘前面所形成的由海沟堆积物和陆坡堆积物与来源于海洋板块的远洋堆积物组成的增生体深部，形成低温高压变质岩。由于板块的斜向俯冲(或板块运动方向的变化)，在大陆内部，增生体与大陆的边界上、增生体的内部发育横推断层和走向滑动带。向侧向移动的增生体的一部分，往往沿横推断层超越增生体的另一部分，而形成推覆。与此同时，导致构成增生体的深部的高压变质岩和海洋地壳的断片(蛇绿岩)等也伴随地幔物质(蛇纹岩化了的)超基性岩发生上升。这种蛇纹岩在某种意义上说，起到润滑作用，使横推作用进一步得到润滑而加速推覆作用的进行。

伴随横推作用，增生体的一部分发生沉降形成弧前盆地。另一部分则上升形成外弧。增生体的深部往往出露在上升的外弧上。

在西太平洋大陆边缘，尤其是岛弧—海沟系中，发育有众多的横推断层和走向滑动带。往往具有左旋运动的性质。它们有的主要活动时期发生在安底斯型大陆边缘发展时期。如西南日本作左旋运动的中央构造线，主要发生于白垩纪—老第三纪；棚仓构造线活动时代以白垩纪为主，左旋位移达400 km。据研究新西兰的阿尔卑斯断层，在白垩纪晚期—第三纪初也发生过左旋运动。有的走向滑动断层的活动时期主要发生在岛弧型陆缘发展阶段。如台湾纵谷断层，也具有左旋的性质，其主要活动时期据推测发生于上新世—更新世。著名的菲律宾断层，在菲律宾境内长达1200 km，它的左旋平移性质对菲律宾岛弧内地体活动和区域构造格架的形成起着极为重要的作用，其主要活动时期可能是第三纪晚期，估计左旋位移达110 km。此外，印度尼西亚和所罗门诸岛发育的横推断层和海底转换断层也是很好的例子。

第四节　演化与成矿作用

西太平洋大陆边缘是活动大陆边缘。伴随板块的聚敛，地球动力学环境复杂，地球内外动力作用非常活跃。形成复杂的中新生代褶皱带。库拉—太平洋板块向东亚大陆之下俯冲过程中，随着俯冲深度的增加压力增大，温度也升高，使构成大洋地壳的蛇纹岩和角闪岩中的蛇纹石转变为橄榄石，角闪石转变为石榴石和辉石(石英榴辉石)，并释放出大量的水。在这些水的参于下，促进海洋地壳发生熔融。同时也使上覆板块的地幔或地壳深部也发生熔融。形成拉斑玄武岩浆。随着洋壳继续俯冲至更大深度，相继析离出钙碱性岩浆和碱性岩浆。洋壳受热熔融成岩浆导致体积膨胀。在强大压力下发生上涌。并在上涌过程中熔蚀沿途的部分陆壳物质成为岩浆的一部分。最终上升到地表或地表附近，发生岩浆的喷发和侵入，形成与俯冲带延伸方向大体一致的火山—深成岩带。即东亚火山深成岩带。也使岩浆中所含复杂的成矿物质带到地表或地表附近产生与岩浆侵入与喷发有关的矿产。由于随着板块俯冲深度的增大，在空间上距离大洋更远。因而造成明显的岩浆活动与成矿作用的分带性。而这种与板块俯冲边缘有关的火山—深成岩浆活动带的组成与成矿规律，在很大程度上取决于大陆板块与大洋板块的接触类型。西太平洋大陆边缘演化经历了安底斯型接触和岛弧型接触两个阶段。这两个阶段中板块俯冲带又有明显的向洋迁移的趋向，因而造成不同成分的岩浆活动，在时空关系上的迁移和叠

加。形成著名的西太平洋多金属成矿带。

此外，由于库拉、太平洋板块的俯冲挤压导致它与东亚大陆消减边缘附近及东亚大陆东部，形成一系列与俯冲带延伸方向大体一致的隆起和拗陷。随后转变为拉张应力场时，伴生裂谷和弧后扩张盆地的复杂构造格局，这些隆起为拗陷提供了丰富的物源，形成盆地中巨厚的中新生代沉积，为形成油气准备了丰厚的物质基础。这些盆地偏高热流又为油气纯熟创造了热力条件。构造运动的频繁活跃为油气的富集造成了多套良好的生、储、盖组合和构造条件。因此，西太平洋大陆边缘也是油气资源非常丰富的地带。

一　安底斯型陆缘阶段

从晚三叠世至早第三纪，西太平洋大陆边缘处于安底斯型发展阶段。库拉、太平洋板块的洋壳直接向欧亚板块的典型陆壳之下俯冲。在仰冲的欧亚板块的陆缘地带。发生剧烈的钙碱性中酸性岩浆活动。形成大致与俯冲带平行的陆缘火山—深成岩浆岩带及与钙碱性岩浆有关的成矿带。这个成矿作用非常强烈的成矿带叠置在不同的大地构造单元上，导致多种成矿共生组合。以金银、汞，多金属矿，铜(含钼斑岩铜矿)，锡石—硅酸盐和锡石硫化物矿床中的锡、硼、锡石英岩和部分萤石为特征(Ичиксон 1979)。

西太平洋大陆边缘金属成矿体系最典型的代表，是在这个范围内主导的金属成矿元素是不同建造类型矿床中的钨和锡。含锡地域在广泛的超区域范围里形成一个由晚中生代(白垩纪)和老第三纪含锡或含钨锡带组成的长链(图5—34)。平行俯冲带沿整个西太平洋安底斯陆缘区延伸。它分布于黑龙江流域和科里亚克—楚科奇地区，科累马和维尔霍扬附近。经闽浙沿海及华南地块赣、湘、桂地区。更西部的东亚大陆腹地，断续分布着第二条含锡链。它包括滇缅和马来—印尼西部金属成矿体系。这条链东南翼突然在印尼的邦加、勿理洞岛附近中断，在澳洲东部及东南部塔斯马尼亚再现。组成统一的亚澳含锡成矿带。该带受到后期的胡塔诺潘左旋平移断层破坏，错动而成今天的状态(图5—34)。此外，由于钙碱性岩浆活动频繁且广，叠加构造和岩浆作用明显，形成接触交代式斑岩型铜钼矿、铁铜矿、多金属矿等均



图5—34　亚—澳含锡金属成矿体系

(据Ичиксон，1979)

1—有伟晶岩、石英脉、云英岩、矽卡岩型锡和钨—锡矿床发育的金属成矿体系；2—主要为锡石—硅酸盐建造，常常也与多金属矿石共生的金属成矿体系；3—在陆缘流纹岩线范围内锡石—硫化物和锡石—硅酸盐建造矿床产出区；4—更新世和更年青的含锡石近岸与海洋砂矿(海滩、沙丘及水下的)，锡石与独居石、金红石、钽铁矿、铌铁矿等共生；5—胡塔诺潘平移断层—亚澳含锡体系中推断的错动；6—深海盆地。

有非常重要的意义。

其次，当库拉—太平洋板块向东亚大陆边缘俯冲过程中，一些熔点低的易熔成矿组分首先在俯冲带的浅部熔离出来，赋存于上升岩浆中到达仰冲的东亚大陆板块的地表或地表的附近。在靠近洋侧的地带蕴藏下来。而熔点高的难熔成矿组分则随着俯冲到更大的深度时才析离出来，随岩浆活动上升分布于东亚大陆的内陆一侧。于是便呈现出明显的垂直俯冲带延伸方向的岩浆作用和成矿作用的分带性。这是西太平洋安底斯陆缘成矿作用的另一特点。如我国东南沿海闽、浙地区，沿长乐—诏安深断裂出露一系列基性、超基性岩体(残余洋壳)并含有铬铁矿，该深断裂以西40—150 km范围内闽中地区有与中酸性岩浆有关的铁铜矿床，闽西，赣南和湘东是著名的钨锡和稀有金属成矿区，它与长乐—诏安断裂的水平距离为150—600 km(图5—35,李春昱等，1981)。

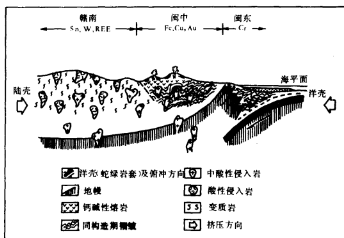


图5—35 华南中生代晚期内生成矿与板块构造关系示意图(据李春昱等，1981)

西太平洋安底斯大陆边缘发育早期，由于库拉—太平洋板块俯冲挤压，使东亚陆缘地带的总体构造背景呈大面积隆起，并伴生褶皱和断裂。形成北东—北北东向的构造和出现由大量火山岩和花岗岩组成的岩浆弧。晚侏罗世到早白垩世初，在岩浆弧后出现断陷，开始发育一些弧后裂谷盆地(如松辽盆地)。充填了火山岩建造和山麓河流相含煤碎屑岩建造。以及早白垩世的巨厚湖相砂泥岩建造。这时在渤海湾、苏北—南黄海，华南等地也相继出现大陆裂谷的雏型。在这些盆地中发育了东亚大陆边缘弧后盆地的第一套生油岩系。晚白垩世到早第三纪期间，渤海湾地区，苏北—南黄海、江汉，北部湾、南襄等大陆裂谷发育，沉积了山麓红色陆相碎屑岩建造，湖相蒸发岩建造，湖相砂泥岩建造及基性火山岩建造。形成东亚陆缘弧后裂谷盆地的第二套生油岩系(王尚文，1983)。成为大庆、华北、渤海、胜利、中原、北部湾及莺歌海等一系列大油田。

二 岛弧型陆缘阶段

晚第三纪中新世以来，西太平洋大陆边缘的地球动力学环境由挤压转变为拉张，导

致边缘海的扩张和岛弧的形成。大陆边缘的发展也由安底斯型转变为岛弧型的发展。伴随这种转变发生强烈的岩浆喷发活动和岛弧及弧后扩张区的陆架形成不同类型的盆地。这时，太平洋板块俯冲于东亚大陆外缘过渡型地壳之下。上覆陆壳较薄。因而俯冲带的俯冲倾角相对前一阶段较为平缓。岩浆活动显现明显的地球化学成分的分带性。由洋侧至陆侧为拉斑玄武岩系列、钙碱(洋侧的低钾组分和陆侧的高钾组分)系列，碱性系列火山岩依序出现。岩浆喷发强度和规模也随之减弱。

西太平洋岛弧型陆缘阶段与这些岩浆活动有关的矿床。最典型的是分布于岛弧上的斑岩型铜矿床。岛弧型斑岩铜矿与前述安底斯陆缘的斑岩铜矿不同。前者以斑岩铜—金矿为主；后者以斑岩铜—钼矿为主。岛弧阶段的这种矿床与钙碱性安山质火山岩和云英深成岩相伴生。并且熔岩中Al_2O_3／K_2O＋Na_2O＋CaO的比值越高，铜的储积就越多。从而热液阶段斑岩型金属的矿化可能性就越大。它们都与太平洋板块消亡过程中产生的火山岛弧紧密相关。尤其是曾发生极性倒转的岛弧。在西太平洋复杂的火山岛弧中，斑岩铜矿矿化现象随处可见，但其中台湾以南、经菲律宾，新几内亚到所罗门群岛一带最富集。形成许多著名的大型矿床(图5—36)。

岛弧型陆缘发展初期，中晚中新世与钙碱性岩浆活动有关的矿产，还有日本黑矿型块状硫化物矿。是含有Cu,Pb,Zn,Ag等的硫化物矿。它产于水下喷发的安山岩，英安岩和流纹岩及其碎屑岩组成的所谓“绿色凝灰岩”中。主要分布于东北日本内带绿色凝灰岩分布区。黑矿矿床的多金属矿石与金—银矿石有复杂的关系，常伴有硒和碲矿化的近地表金—银矿床。产在没有大量黑矿型矿出现的局部地区。形成时间可能稍晚些。另一方面，在很多黑矿型矿床中有相当多金和银作为多金属矿石的伴生组分。这些与绿色凝灰岩相关的近地表低温金—银矿床，有明显的垂直分带性。在金银矿石下，在数百米深处有铜或多金属的工业矿化(鹫之巢矿床)。在另一种分带性中(西泽矿床)伴有硫化物的金银矿化，在深部为锡钨矿化所代替。

在岛弧地区板块聚敛和地体的拼接过程中所伴生的横推断层和走向滑动带中，蛇绿岩侵位是很普遍的现象。它们或以仰冲的推覆体进入地壳，或以岛弧与岛弧、岛弧与大陆发生碰撞。在消亡带堆积碎屑沉积物之外，蛇绿岩也被挤上来，或在走向活动带中蛇绿岩被推上来……等形式出露。据目前所知东亚岛弧区蛇绿岩中伴生的金属有：Ni,Cu,Cr,Hg,Fe,CO,Pt等。另外在已知的蛇绿岩的外围还产出金，石棉、菱镁橄榄石等。它们往往形成非常重要的矿床。如菲律宾的三描礼示铬铁矿矿床。世界上9%的铬铁矿来自三描礼示的三个矿区。

弧后边缘海盆是西太平洋的特征构造。大约有20个这样的海盆(图5—24)。是展布广阔且目前还知之甚少的地区。在它们演化进程中，也形成多种与岩浆活动有关或沉积形成的矿产。Hanor和Drever(1971)报导了马里亚纳边缘盆地中的热液活动，并在一个岩芯中发现了富锰矿。他们认为是深部岩浆的富集作用形成的。根据深海钻探计划在西菲律宾海盆的工作点29和294两处发现有底部金属沉积矿床。Bonatti等人(1977)提出在边缘海盆中也有可能出现与大洋扩张中心出现的情况相类似的成矿过程。此外，边缘海盆中洋壳蛇绿岩也是值得注意的成矿母体。

晚第三纪以来，伴随岛弧的形成和弧后边缘海的扩张，形成一系列张裂背景下发育

图5—36　西太平洋地区斑岩铜矿分布图(引自SEATAR,1981)

的各种类型盆地。在这些盆地中沉积了巨厚的中新统和上新统陆相、滨海相、浅海相的砂泥岩及火山碎屑岩沉积。为油气的生成准备了丰厚的物质基础，成为东亚大陆边缘发展中的第三套生油岩系。岛弧和边缘海的高热流为油气的成熟提供了热力环境。频繁的构造运动对多种含油气构造和圈闭的形成创造了构造背景条件。从而为这一地区的油气勘探提供了良好的前景。

苏联远东地区太平洋沿岸的16个盆地中，已知有三个产油，有三个远景很好。这些地区最有远景的早始新世以后的地层。沿海大陆架远景区达735000 km^2,估计石油远景储量约10×10^8桶，天然气为2832×10^{10} m^3(Meyerhoff,1981)。

亚洲东部从日本海到南中国海地区所研究的21个沉积盆地中，已在14个盆地中找到

了油气田，含油气的盆地总面积280×10^4 km^2,其中30×10^4 km^{2}主要位于海域。工业含油气层主要为新生界，以上第三系为主。原始可采储量估计为160×10^8 t.其中140×10^8 t在海域。1982年前在上述地区已找到85个油气田，其中31个是气田(АФОНСКИЙ,983)。

印尼和巽他陆架已知有20多个大小不同的第三纪盆地，具有远景的陆地面积约80多万km^2,海上面积150多万km^2.已有11个盆地产油。目前已有油气田240个，其中大油气田5个。可采油储量为24.83×10^8 t气储量为7909×10^8 m^3(甘克文等，1982)。

西南太平洋边缘的岛弧系统(包括新西兰、新喀里多尼亚、裴济、卑斯麦、所罗门、新赫布里底、汤加一克马德克和新几内亚)据不完全统计，这里发现了23个油气田。到目前为止尚未发现大的工业油气田。石油总探明储量为7000×10^4 t,天然气总探明储量为2000×10^8 m^3(P.Д.罗德尼科娃，1976)。

从上述情况可知，西太平洋陆缘弧盆区，油气资源是丰富的。总体上说亚洲陆缘潜能比澳州陆缘好。区域性稳定的主要油气聚集层以中新统为主，上新统次之，晚中生代地层也常有油气显示。在空间油气配套关系上，由大陆向岛弧有以油为主，逐渐过渡到陆架以凝析油与天然气为主，到岛弧的岛架区以天然气为主，伴生少量凝析油的趋势。

参 考 文 献

〔1〕 王尚文，1983,中国石油地质学，石油工业出版社。

〔2〕 王鸿祯等，1982,东秦岭古海域两侧大陆边缘区的构造发展，地质学报，56,270—279。

〔3〕 水谷伸治郎等，1988,那丹哈达地体与东亚大陆边缘中生代构造的关系，地质学报，63,204—215。

〔4〕 亚洲地质图编图组，1982,亚洲地质，地质出版社。

〔5〕 李春昱等，1982,亚洲大地构造图及说明书，地质出版社。

〔6〕 李春昱等，1981,对亚洲地质构造发展的新认识，中国及其邻区大地构造论文集，1—21,地质出版社。

〔7〕 肖序常，王方国，1984,中国蛇绿岩概论，中国地质科学院院报，第9号，19—30。

〔8〕 林金录，1987,华南地块的地极移动曲线及其地质意义. 地质科学，9—12。

〔9〕 杨森楠等，1985,中国区域大地构造学，地质出版社。

〔10〕 金性春，1984,板块构造学基础，上海科学技术出版社。

〔11〕 翟永建等，1989,华南和华北陆块显生宙的古地磁及构造演化，地球物理学报，32,292—307。

〔12〕 小泽智生，1986,古生物地理かウケナ东アジアの形成过程，科学(日刊)303—311。

〔13〕 广光公夫，1984,古地磁氮からみた日本列岛の变动，科学(日刊)541—548。

〔14〕 木材达明，1985,东アジアの古生代・中生代植物理地理区，科学(日刊)717—724。

〔15〕 平朝彦等，1981,日本列岛形成の基本的プロセス，科学(日刊)，508—515。

〔16〕 平朝彦，1981,四万十带の形成过程，科学(日刊)，516—523。

〔17〕 长冈信治，1989,小笠原海台のテクトニクス，水路部研究报告。

〔18〕 Avraham Z.B. et al.,1981,Continental Accretion;From oceanic plateans to allochthonous terranes. Science,V01.213,47—54.

〔19〕 Avraham Z.B. et al.,1983,Entramant origin of marginal seas. Geodynamics of the Western pacific—Indonesian Regian 91—104.

〔20〕 Coleman,p.j.,1980,palte tectonics background to biogeo—graphic development in the xouthwest pacific over the last 100 million years. palaeogeography palaeoclima—tology palaeoecology. 31,105—121.

〔21〕 Daly M.C. et al.,1987,Tertiary Plate tectonics and basin evolution in Indonesia,Sixth Regional congress on Geology Mineral and Hydrocarbon Resources of Southeast Asia Geosea Ⅵ, 1—22.

〔22〕 Hilde,W.C.,1977,Uyeda,S. and Kroenke,L.,Evolution of the western pacific and its margin. Tectonophysics,38(1—2): 145—165.

〔23〕 Ho C.S.,1982,Tectonic evolution of Taiwan,Explanatory text of the tectonic map of Taiwan,Taiwan of China.

〔24〕 Isdzaki et al.,1988,Permian,Triassic and Jurassic bedded radiolarian Cherts in Noth Palawan Block,philipines:Evidence of Late Mesozoic Subduction—accretion. in Ichikawa K. (editor) IGCPproject 224,Pre—Jurassic Evolution of Eastern Asia,Rept,NO.3,99—115.

〔25〕 Khramov,A.N. et al.,1981,paleoreconstruction of the continents. Geological Socity of America Boulder,Colorado,177—194.

〔26〕 Karig D.E.,1983,Accreted terrance in northern philipine archipelago. Tectonic,V01.2 No.2, 211—230.

〔27〕 Lin Jin—Lu et al.,1985,preliminary phanerozoic polar wander paths for the Noth and South China blocks,Nature,313,414—449.

〔28〕 McElhinny et al.1981,Fragmentation of Asia in the permian. Nature,293,212—216.

〔29〕 Meyerhoff A.A.1981,The oil and gas potential of the soviet for Erst. Scientific press Ltd.,England.

〔30〕 Talwani M. et al.,1977,Edited,Island Arcs,Deep Sea Trenches and Back—Arc Basins, printed in the United States of America by Litho Crafters,Inc.

〔31〕 Zheng Xue—Zheng,1985,Meso—Cenozoic volcanic rocks in East China and adjacent areas with relation to plate tectonics. Tectonophysics,56(112), 533—550.

〔32〕 АФОНСКИЙ М.Н,1983,Геологицеское Строение И Нефтега3Оносность окраинно—материковцх морей Восточной Июто—Востоцной Азии. Геология И РазВ. Таз.,газокнлеи. И Морсн. НефТ. Мест—Иий,ИО 1,7—3.

〔33〕 Ициксов М.И. 1979,Металлогеницеская зональность тихоокеанского сегмента земли,Цлоскава(н елра).

(李桂群)

第六章　沙坝泻湖沉积体系

海岸形态多种多样，组成结构十分复杂，海岸发育的动力环境亦各有别。按粒度组成可将海岸分成砂砾质和粉砂淤泥质两种，前者以波浪作用为主，后者以潮流作用为主。其中，按海岸的坡面特征，又可将砂砾质海岸分成无沙坝海岸和有沙坝海岸两种，本文着重讨论有沙坝海岸。有沙坝海岸的主要特征是岸外发育一条或数条沙坝，坝内分布着泻湖，地貌上称为沙坝泻湖海岸，沉积上称为沙坝泻湖沉积体系。沙坝泻湖砂体是滨岸区最重要的砂体类型之一，这不仅是因为它的规模巨大，分布广泛，而且因为沙坝与泻湖是伴生沉积，相互有依存关系，可形成一体系。古沙坝称为障壁岛，这种砂体分选好，孔隙度大，是良好的储集层。障壁岛两侧的浅海和泻湖环境，沉积细粒的，富有机质的粘土和粉砂，成为理想的生油层。生、储油层的伴生，往往构成良好的岩性油气藏。所以，在油气勘探上，也把它们并提为障壁岛泻湖沉积体系。随着油气勘探的发展和深入，愈来愈重视非构造油气藏的开发，特别是应用地震地层学方法取得显著成效以来，更显出滨海和滨湖砂体研究的生命力，从而起到老矿回春和予测砂体的作用。另外，沙坝泻湖沉积体系不仅出现在潮汐海岸，也形成于无潮汐海岸和湖岸一带。现代的沙坝泻湖海岸大都位于经济繁荣区，许多工程设施，砂矿、围垦、养殖以及其它生产需求都直接与这一沉积环境相联系。使用比较沉积学方法，总结新老沙坝泻湖砂体沉积规律，建立古代同类沉积体的对比模式，成了当前地质工作者的重要研究方法。近数十年，在欧洲、北美的大西洋沿岸对沙坝泻湖沉积体系研究得比较好。我国沿岸的地质背景和河流输沙都有自己的特色，但同时发育了不同类型的沙坝泻湖沉积体系，近十余年研究成果与日俱增，总结它们的沉积模式也是十分重要的工作。本章将结合国内外许多实际资料，特别是我国的资料，探讨和分析沙坝泻湖沉积体系的若干特点和规律性。

障壁岛、堤岛、堰州、堡岛等名词均系barrier Island、barrier bar、barrier beach和barrier Spit等的不同译名，指大陆之外分布的一系列沙岛和沙坝。它们通常高出海面，平行海岸的主要延伸方向伸展，与陆地之间发育了泻湖。在现代沉积上，常用offshore bar一词，译为滨外坝或离岸坝，我国通称为沙坝（下同）。约翰逊（D. A. Johnson）、谢帕德（F. P. Shepard）和曾科维奇（V. P. Zenkovich）都把barrier bar与offshore bar理解为同意语[14]。海斯（Hess, H. H., 1964）认为现代障壁岛砂体包括水下沙坝、水上沙坝、海滩、沙嘴和沙丘等砂体。这和谢帕德1960年提出的墨西哥湾型沙坝砂体所指的范围相一致，即沙坝泻湖沉积体系包括沙坝、泻湖、潮流通道、潮流三角洲和冲越扇以及相应的水下砂体[25,26]，现代沙坝泻湖海岸是世界上分布较为广泛的海岸类型之一，据曾科维奇统计，它的长度约占世界海岸线总长度的13%，其中，美国东海岸的比率为$\frac{1}{2}$，墨西哥湾海岸为$\frac{1}{3}$，苏联的占11%，西欧，8.4%，非洲，15.6%[20]，不同作者有不同的统计数字，

J. E. Cromwell，作过专门计算，数据列于表1。中国沙坝泻湖海岸尚无确切的比率，主要分布于广东、海南、江苏，山东和辽宁等省，作者曾研究过山东半岛29条长3km以上，坝内分布泻湖的沙坝泻湖海岸，其长度约占该半岛海岸线的21%[6]。

表6—2 世界沙坝泻湖海岸的比例(据Cromwell，1971)[17]

大陆名称	Berryhill等计算的沙坝海岸长度(km)	频率数(%)	Cromwell计算的沙坝海岸长度(km)	频率数(%)	大陆岸线的频率(%)
北美	3220	56.5	10765	33.6	17.6
欧洲	800	14.0	2693	8.4	5.3
南美	560	9.8	3302	10.3	12.2
非洲	490	8.6	5984	18.7	17.9
澳大利亚	320	5.6	2168	6.8	11.4
亚洲	320	5.6	7126	22.2	13.8
总计	5710	100.1	32038	100.0	

Ph. H. Kuenen(1951)把一些低矮的内侧无泻湖的沙脊称为Sandband。谢帕德称沿岸带或潮间带的复式沙脊和近岸边的数列沙脊为langshore bar(沿岸堤)[14]和ridge(滩脊)。滨外坝与沿岸堤的概念在本世纪60年代争论了十余年，实际上，它们虽是两个概念，但同属于滨岸区波浪作用下泥沙纵向或横向移动建造的砂砾质堤状沉积体，在它们的成因和物质组成上，并没有本质的区别，主要差别是滨外坝与陆地之间分布着泻湖．而沿岸堤的内侧不发育泻湖，或有时为沼泽湿地[31]，在砂体的结构和构造上也存在一定差异[31]。

第一节 滩脊砂体

滩脊是近岸边波浪破碎后的砂砾质堆积体。按照它们的物质组成可分成砂砾质滩脊和贝壳滩脊：

一 砂砾质滩脊

R. J. Russell等早在1935年首先介绍过美国路易斯安娜州西南海岸上的滩脊，J. V. Byrne等在1955和1959年以及尔后的数年里，又多次详细地探讨过。这里的数列滩脊覆盖于潮坪沼泽沉积物之上，平均厚度3 m，厚者5 m左右，宽200～1000 m，长数公里至十数公里，平面上呈堤状伸延，大致互相平行，个别见有分支，在河口附近常向陆侧弯曲(图6—1)。砂体底部平坦或下湾，与下伏层突变接触，横断面呈岛状。这些滩脊大都形成于全新世中、晚期。当密西西比河口从这里入海时，沿岸供砂充足，海岸线向海淤长；当河口移走时，供砂不足，波浪对海滩再造，堆积成沿岸砂质滩脊[33]。中国东部[36]，辽

东半岛和山东半岛的许多微弯海湾的湾顶，常保存数条砂砾质滩脊[33]。这是因为这里的原始水下岸坡的坡度较大，暴风浪期间一部分上移的海滩砂被侵蚀走，另一部分在岸边沉积成堤状脊[14]。堤内虽无泻湖水域，但可见低洼沼泽，特大潮时可淹。通常，滩脊沉积物由中、粗砂组成，有时含少量贝壳碎屑[35]，砂较纯，由于暴风浪期间滩脊的向陆迁移，其下伏土层往往从滩脊向海侧出露。在辽东半岛东岸，分布着高3－5 m的砾石质滩脊，砾石磨圆好，来自近岸海底和岸边的岩滩上[13]。

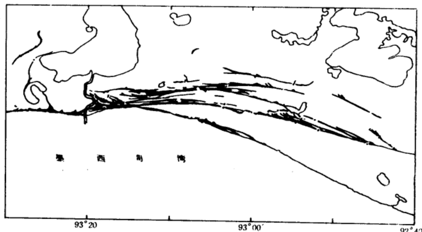


图6－1　美国路易斯安娜州密西西比平原上的滩脊(据Gould等，1959)

二　贝壳滩脊

我国渤海西南岸的沼泽低平原和潮坪上发育了数条贝壳和贝壳碎屑组成的滩脊，通称贝壳堤(shell spit 或 chenier)，沉积于平均高潮线上。所以，数列贝壳滩脊基本平行于海岸线，偶见分支和交错。滩脊宽约50～200 m，长数十至数百公里，脊顶高出平原(图版1－a) 0.5～2 m，与下伏潮坪粉砂层之间有沉积间断。已研究过的贝壳滩脊有四条，分别形成于5 ka B.P.左右，3.5 ka B.P左右，1～2 ka B.P和小于1 ka B.P[12]。此乃黄河河口的多次迁移，引起这里多次供砂不足，岸线相对蚀退的结果(图6－2)。贝壳滩脊的形成和发育条件为：(1)适合大量软体动物生长的粉砂淤泥质潮坪；(2)大浪时，泥坪受侵蚀成较大的滩坡(堤外100 m内坡度大于0.01)[15]。按照沉积结构和沉积构造可将贝壳滩脊分成三亚相：(1)由贝壳和粗大碎块组成的浪成堤梗亚相，具有向海和向陆倾1～15°的交错纹层组；(2)风成一海成细贝壳碎屑(2－3 mm的片状碎屑)组成的堤内充填亚相，具有近水平和微倾的纹层；(图版1－c) (3)风积碎屑亚相，具有风沙的反递变纹层和楔状纹层组。堤梗亚相在越滩浪(Overwash)作用下的向陆迁移和风成碎屑亚相的晚期加积，最终形成贝壳堤自下而上细(贝壳碎屑)－粗(贝壳)－细(风积贝壳碎屑)的垂向层序(图6－3)*，与下伏潮坪粉砂层之间为明显的沉积间断面。图6－4提供黄河三角洲西部大口河贝壳堤的垂直剖面，反映了上述三亚相的沉积关系。

---

*庄振业，1988，黄河三角洲的贝壳堤沉积和演化。

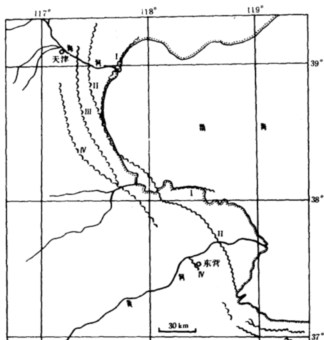


图6—2　中国渤海西南岸的贝壳滩脊(据赵希涛，1980,修改补充)

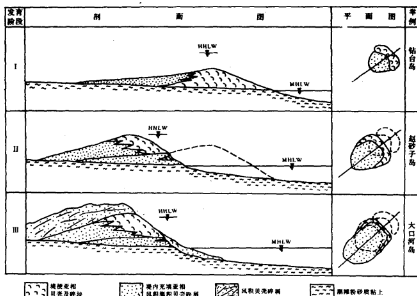


图6—3　黄河三角洲平原上贝壳滩脊的发育模式(庄振业，1988)

三　古滩脊

古滩脊砂体是重要的油气储集层。美国勘萨斯州东南的卡努特(Chanute)油田是较好的例子，该滩脊储集层的厚度超过12 m，具良好的交错层理[1]。中国第三纪的滩脊储集层多合并于滩坝砂体之中，但渤海沿岸诸油田的第三纪地层中亦有数层生物滩螺壳(贝壳滩堤)富油层，呈堤状或块状分布，是当时的湖滨迎浪面湖水岸线附近的片状堆积体，空隙度很大。更新世地层中也有贝壳夹层，例山东与河北交界处的无棣县沿岸地面以下200 m处见3 m厚的更新世贝壳层，当然也是一局部含水层。古滨岸滩堤和岸外障壁岛砂体的主要区别在于：(1)前者与下伏泥质地层间有突变接触的沉积间断面，(2)砂体横断面呈下平上凸形和(3)砂体向陆侧无泻湖地层相接。

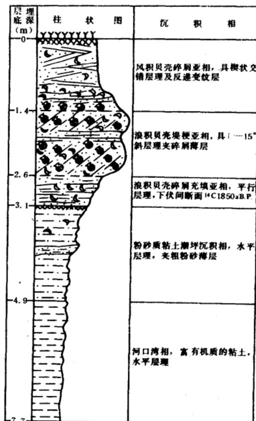


图6—4　黄河三角州西部大口河贝壳滩脊垂向剖面图(庄振业，1988)

第二节　沙坝发育的环境条件

滨外坝是沙坝泻湖沉积体系中最关键的砂体，隔泻湖分布于岸外，我国通称为沙坝(下同)。它的规模很大，长者，数十乃至数百公里，宽者数公里乃至十余公里，砂层厚十多米。在水文地质、工程建筑和油气勘探上都占有极其重要的位置。

一　研究历史

沙坝的研究是围绕成因展开的。1845年，博蒙特(E. de. Beaumont)最早提出滨外坝是海底泥沙垂直海岸运动而形成的砂体，沉积物主要来自破浪带外侧的侵蚀区，沉积于

破浪带。吉尔伯特(G. K. Gilbert)于1890年指出，沙坝是泥沙沿岸运动的沉积体。十九世纪的一段时间里，围绕沙坝形成的“横向论”和“纵向论”争论了很久。二十世纪初，约翰逊通过大量的海岸剖面检验了前二者的理论，于1919年提出沙坝是海底斜坡上泥沙的简单加积，其外侧受波浪的侵蚀冲刷，内侧沉积。这似乎有利于“横向论”的观点，但他还认为沙坝发育的适宜条件还有平缓倾斜的内陆架和海岸的上升运动(指海平面的相对下降)。谢帕德(1960)修正了约翰逊的看法，认为海平面的相对上升、稳定和下降的情况下都可以形成沙坝，钻探资料证实，在全新世海平面上升时期，只要供砂充足，一些地方的沙坝仍向上增长。曾科维奇(1962)注重水下坡剖面的研究，认为一定坡度的平缓砂质海底上，波浪塑造海底平衡剖面的过程中形成沙坝，海平面的相对下降有利于水下沙坝发育成水上。然而Egorov(1951)早就坚持在海平面稳定或轻微上升的条件下，水下沙坝不可能升出水面。金(King,1972)也认为水下沙坝的坝顶以上，总要保持$\frac{3}{2}$个波高的水深，故水下和水上沙坝是不同的沉积体。列昂捷夫(O. K. Leontyev)通过水槽试验得知[20]，在近岸较平缓的海底，充足的泥沙供应下，可使水下沙坝在向岸移动中升出水面。J. H. Hoyt,(1967)提出新见解，即陆地边缘的海滩或沙脊被海水淹没而成滨外沙坝，他的主要根据是有些泻湖地层直接覆于陆相地层之上，近十余年，这种见解逐渐得到更多的人的支持，被称为沙坝形成的海进学说。

二　发育条件

尽管尚有许多种沙坝成因，但是谁也没有否认导致沙坝发育的若干环境条件：

1. 波浪作用。波浪是塑造沙坝的动力基础。波浪从外海向岸传播，随水深的变浅，不断加强底摩擦的作用，水质点运动的轨迹由圆形变成椭圆。波峰通过时，水质点的向岸速度愈来愈大于波谷通过时水质点向海的运动速度，在水深等于1～2个波高(或$\frac{3}{2}$个波高，或$\frac{4}{3}$个波高)的地方，开始破浪，消能，挟沙能力骤减，引起泥沙的沉积，从而在破浪带形成水下沙坝；波向线与岸线相斜交，泥沙沿岸作纵向运移时，也在一定地带发生挟沙力与挟沙量的骤然失去平衡现象，形成水下和水上沙嘴。在塑造滨外坝的过程中，波陡大小是一决定性参数。约翰逊通过试验提出波陡小于0.025的波浪不形成沙坝，泥沙往往直达岸边，大于0.03的波浪容易塑造沙坝。Rector和Walls都把0.016的波陡作为是否形成沙坝的临界值，King把该值定为0.012，萨维尔(1975)定为0.0064。通常风浪的波陡远大于涌浪，风浪时，海滩泥沙向海迁移，补充破浪带，利于水下沙坝的淤高，涌浪时，泥沙在岸边加积，侵蚀水下沙坝。因此，从波浪条件来看，较长时间的暴风浪，势必是水下沙坝急剧淤高的有利时机。

2. 滨岸海底坡度是塑造沙坝的地形条件。冰后期的海侵，淹没了更新世的陆地，形成各种坡度的水下岸坡，称原始岸坡。这些水下原始岸坡均以不同的方式(淤积或侵蚀)向平衡剖面发展，若原始岸坡陡急，波浪破碎时的能量消耗在反射能量上，泥沙被搬向海，海岸受侵蚀；若原始水下岸坡十分平缓，则泥沙向岸迁移，也不形成沙坝；在二者之间必有一个适宜的坡面，曾科维奇认为0.002～0.005是塑造沙坝的临界海底(水下坡)

坡度。日本一些学者用海岸平均坡度来实验，认为0.01～0.03为宜，而且海岸平均坡度大于0.04时，一般没有沙坝发育。虽然海底坡度和海岸平均坡度是两个不同的概念，但，他们的实验结果都说明适中的水下坡度是形成和发育沙坝的必要地形条件。粉砂淤泥质平缓海岸和近岬角的陡急的沙岸之所以都不发育沙坝，主要原因就在于过小于和过大于这个海底临界坡度。

3. 泥沙的供应状况是形成沙坝的物质基础。只有供砂充余，才能保证海岸平衡剖面的顺利塑造，也才可保证水下沙坝的不断淤高，进而露出水面；反之，若长期供沙不足，即使波浪状况和坡度条件都得到满足，也不能使水下沙坝发育成水上的，且已形成的沙坝也会遭受侵蚀而被重新破坏掉。从沙源的角度来看，虽然河流日以继夜地向海输送泥沙，波浪侵蚀海岸和岬角也不断地供砂，但沙坝的沙源很大程度上来于内陆架[31]，特别是那些冰后期海侵淹没的松散平原(尤其是冰碛和洪积平原区)，在波浪作用下，往往不断提供大量松散物质。如美国东岸包括长岛的一系列沙坝堡岛就是靠沿岸和海底大范围的冰碛砂砾石层供给的。当然，大河入海三角洲附近，由于直接得到河川径流输入的大量泥沙，也为沙坝的发育提供了方便。尽管这里常常是新构造运动的下沉区，但只要物源丰富，仍然可以使沙坝不断淤高和增宽。

4. 海平面的相对稳定或缓慢下降是沙坝发育的背景条件。冰后期海平面上升的初期，一方面再造了更新世平缓平原上的疏松沉积物，从而促进了沙坝的发育；另一方面，水深的不断增大，也引起波浪作用力的增强和越滩浪的增多，又抑制了水下沙坝的出露水面。这就要看海平面升降的速度。若海平面上升较快，可能使再造的疏松物质展平成席状，若海平面上升较慢，而且速率小于沉降速率，则仍能构成沙坝发育的有利条件，若海面相对缓慢下降，即使沉积速率不大，也可以很快使水下沙坝出露于水面以上，若海平面绝对稳定，按Egorov的观点，水下沙坝永远不能出露水面，实际上洪、枯水、大、小潮、暴风浪等因素仍然可以使水下沙坝短期出露水面，一旦露出水面，在冲流(swash)的作用下，沙坝会很快淤高的。列昂捷夫通过水槽试验之后认为海平面上升中的短暂稳定(或缓慢下降)是塑造沙坝的最佳海平面背景条件。Hoyt的堡岛海进学说似乎适应于近十余年的海平面状况，亦得到不少研究者的支持。

三 实例

自然现象千变万化，环境因素相互关连，塑造沙坝的条件也存在相互的制约和补充，某一环境条件的充分满足，必然能补偿其它的环境条件。如青海湖的波浪动力远远不及海洋，但是目前湖面的持续下降(速率为0.1 m／a)仍可使许多水下沙坝迅速出露水面，坝体也很快增宽和相对淤高。著名的大沙圦有尕海沙坝(现已变成沙丘区)、倒淌河沙坝，一郎剑沙嘴和海晏湾湾口坝等。说明湖面下降可补偿浪力的不足环境，另如黄河源头附近的鄂棱湖因黄河的流入和再流出，保证了湖面的持续稳定，波浪作用力比青海湖还弱，本来不利于沙坝的生长，但湖区周围大面积冰碛碎屑的充分供应，仍然发育了占湖岸线约20%的沙坝泻湖湖岸。从而说明上述四环境条件在塑造沙坝的过程中，存在一定的补偿关系，某一条件的充分满足能够补偿其它条件的不足，但最终都落实到泥沙供应的充分与否上，只要利于泥沙的充分供应，就会促进沙坝的形成和发育，反之，就起抑制作

用。那么，同时满足上述四个条件的岸段和地质时期，必然是广布大尺度沙坝的岸段和沙坝发育的繁荣时期。目前得知，中国东部海岸上，大部分的大型沙坝基本上形成于这一时期。J. D. Glaeser，1978年[20]继英曼(Inman)之后再次提出，76%的世界堡坝岸线分布于大陆边缘海与陆架海的后侧。这是因为冰后期的海侵，淹没了这些更新世冰期时的平缓平原，波浪在具有丰富碎屑物质的平缓水下原始岸坡上，不断向平衡剖面的方向作用，引起泥沙的重新调整，7 ka B. P. 以来，特别是5 ka B. P. 左右期间，海平面进入稳定或缓慢下降时期，岸线位置相对固定，在水下岸坡的某些地带充分满足上述四个条件，则发育起大尺度的沙坝。因此，可以说，海平面上升中的短期稳定(或缓慢下降)时期应是沙坝发育的繁荣时期。

第三节　沙坝砂体的沉积特征

一　几何形态

现代沉积学的发展为古沉积体的三维研究提供了方便。砂体的几何形态包括平面伸展范围、垂向厚度变化和与上下地层之间的关系。这是油气勘探上识别砂体类型，计算油气储量、开发注水以及使用地震地层学勘探和予测砂体时必不可少的物理参数。同时，依靠几何形态还可作砂体的动态环境分析。不同环境下形成的砂体的形态不同。所以，几何形态要素也是辨别砂体的相标志之一。障壁岛砂体以长度大，宽度窄，砂质纯，厚度相对较薄为主要形态特征，与三角洲和河流砂体的关系较为密切，也常与之混淆，更需要从砂体的几何形态上加以区别。

1. 平面形态

如前所述，沙坝是波浪破碎带的堆积体，近岸地带，波峰线因折射而趋于平行岸线，按理，砂体也应平行岸线展布成条带状。这对于平直海岸，较长的沙坝，如墨西哥湾沿岸及美国东岸的沙坝都是适合的，然而，由于海岸地形和岸线轮廓的变化，波浪达到岸边时，往往折射不完全，所形成的沙坝往往与岸线斜交、垂直、或弧形弯曲等多方向伸展，形成各种形态的砂体，如长条形、扁豆形、圆弧形、三角形以及席状等。据作者统计，山东半岛29条主要沙坝(图6－5)中，平行海岸呈条带状者只占28%，新月弧形的占14%，三角形的占14%，其它为席状、扁豆状、栅状和箭状等。沙坝砂体的平面几何形态与砂体的成因有密切关系，按泥沙运移方式可将它分成三种成因形态类型：

①堤坝状砂体。泥沙基本垂直海岸运移时形成的沙坝，常平行海岸线分布，砂体向海侧，岸线平直光滑，略显弧弯；向陆侧，因冲越扇(overwash fan)的叠置而显锯齿状。如图6－6中的①和②，它们分别受控于东南和东北浪的作用。近岸带沙坝的向海一侧常平行分布数条水下沙坝，称复式沙坝。水槽试验得知：相邻沙坝至岸边的距离之比为定值，相邻坝内凹槽水深与坝顶水深之比也成定值，称圭勒冈比，该比通常为1.69。而在美国西海岸证实，用平均潮面起算，为1.40，用平均低潮面起算，为1.63。在日本海岸上，用最低低潮面(海图基准面)起算，为1.3～1.5，在潮差大的海岸上，可增至1.4～1.7。圭勒冈比在海岸和水下工程建筑上，以及老地层中的砂体予测方面有重要意义。

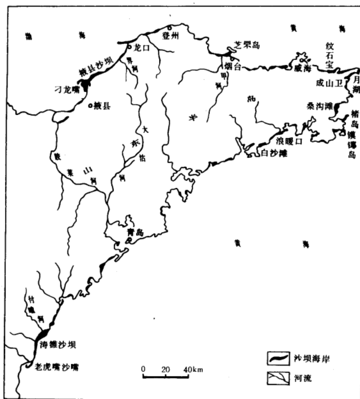


图6—5 山东半岛主要沙坝分布图(据庄振业等，1989)

2. 沙嘴状砂体。波峰线与海岸线相斜交时，泥沙作沿岸运移，形成平行或斜交岸线分布的沙嘴。沙嘴根部与陆岸相连，基部窄而单薄，易被潮流通道冲切成数个堡岛，沙嘴的头端是泥沙沿岸运移的归宿地，砂体宽、厚、粗、壮，受波浪折射的影响，强烈地向泻湖内弯曲。沙嘴向海侧，岸线平直；向泻湖侧，受冲越扇、潮流三角洲和沙嘴内弯的影响，岸线呈钜齿状。图6—6⑨为我国著名的刁龙嘴沙嘴，全长3.5 km，宽100～800 m，顶部波状起伏，砂体呈扁豆状，与陆地之间半封闭着2.5 km²的泻湖。美国东岸和墨西哥湾沿岸的所谓堡沙嘴(barrier spit)均属此类型。沙嘴发育的大小，除与波浪强度、水下坡度和物源多少有关之外，还取决于波浪入射角(波向线与岸线的夹角)的大小，该角接近45°时，波流挟运泥沙的能力最大，大于和小于该角，都抑制泥沙的运移量。

3) 连岛砂体。近岸岛屿对波浪有遮蔽作用，在岛陆之间形成波影区，沿岸运移之泥沙进入波影区时，波浪参数急剧变小，挟沙能力变弱，泥沙堆成三角形砂体，与来自岛

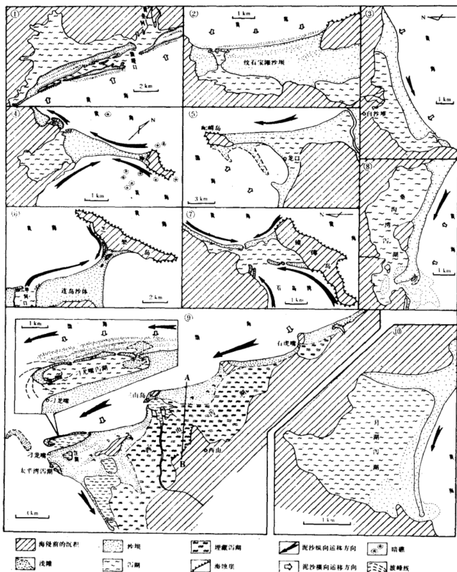


图6—6　山东半岛若干沙坝泻湖的平面图

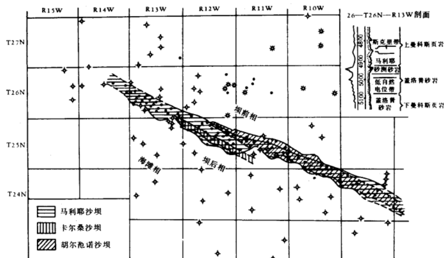
屿的沙嘴相交成连岛砂体。岛陆沙嘴之间封闭一片水域成泻湖。图6—6④⑥⑦是我国较

大型的连岛砂体。其中，芝罘砂体是世界著名的，砂体垂直岸线长7.5 km，面积近20 km^2，由三个方向来沙组成。依照波浪来向，物源多少，岛屿大小、岛陆间距和岛后水深等参数的变化以及砂体的不同发育阶段，可将山东半岛各种形态的连岛砂体组成一个发育系列(图6－7)，环境与砂体间存在一定的规律性。

砂体模式	成因解释	实例
	岛小，岛陆距大，波影不抵陆。	掖县芙蓉岛
	波影有时抵陆，沙凸起生长缓慢。	荣城松埠咀
	岛陆间水深大，岛陆的砂体不能相连。	黄县桑岛
	岛大，岛陆距短，砂体席状展布。	牟平养马岛
	岛陆距合适，供沙量不足。	荣城镆铘岛
	岛陆距合适，供沙量充足。	烟台芝罘岛

图6－7　连岛砂体发育阶段及环境解释(山东半岛为例，庄振业等，1989)

近岸波浪是多向的，岸线方向也是多变的，自然界的沙坝砂体也常是几种成因的组合体。包括泥沙垂直和平行海岸运移的组合，水下地形和沿岸地形的综合作用，潮流和波流以及河流与波流的混合影响等。从而引起砂体平面形态上的复杂化。



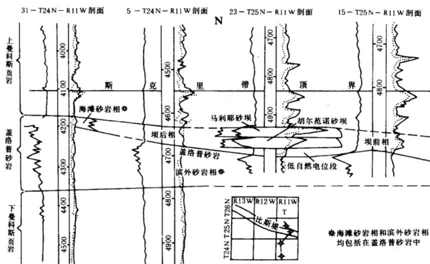


图 6-8 比斯提油田障壁岛砂岩地层亚 相(a上图)及垂向叠置(b下图)

(据萨宾斯 1963)

2. 砂体厚度

古地层中的沙坝砂体厚达数十米乃至百余米，这与砂体发育的时间长和盆地的不断沉降有关。现代的沙坝砂体只是冰后期数千年内形成的，这与漫长的通常是第三纪发育的盆地地质历史相比，时间太短促了。假如不考虑盆地的沉降和时间的持续，单纯从滨岸浅水区水动力的特点来分析，则沙坝有一临界厚度，该厚度包括水下和水上两部分。水下部分的砂体厚度通常相当于1～2个波高的水深和平均潮差之和，因为就在这一水深处开始破浪，随之开始发育水下沙坝；水上部分的厚度决定于暴风浪时冲流的爬高。若以中国东部沿岸大波3 m，潮差2 m和波浪爬高等于一个波高来计算，沙坝砂体的临界厚度不过10 m左右。钻探证实：山东荣成石岛桃园沙嘴厚达8.6 m[7]，褚岛连岛砂体厚8 m，掖县沙坝厚11 m[6]，龙口沙嘴厚9 m(图6－6⑤)，河北滦河废弃三角洲岸外沙坝厚8.5 m[8]。据范斯特拉登(Van Straten，1959)报导，地中海法国海岸，从－9 m处开始破浪，并塑造水下沙坝，日本海岸水深浪大，岸外沙坝的临界厚度通常大于10 m。古沙坝砂体，在漫长的地质时期里，经历过若干次盆地水面的缓慢升降，等于沙坝临界厚度的多次叠加。例如美国新墨西哥州圣胡安盆地比斯提障壁岛砂体(储油量432 m^3/ha)属于白垩纪的地层圈闭，由垂向三个时期的障壁岛砂层叠置而成，即厚12.2 m的马利耶砂岩，9.1 m厚的胡尔范诺砂岩和9.1 m厚的卡尔桑砂岩，总厚度30.4 m[1](图6－8，a. b.)。

二　结构

滨外坝形成于水下，成熟于水上，是近岸的浅水波、激浪和冲流作用下的浪控沉积体，泥沙颗粒经受过波浪的长期冲洗、簸选和远距离的搬运，沉积物的突出特点是成熟度高。表现于：①砂粒的分选好，含泥少；②石英长石比率相对高，不稳定矿物与稳定矿物比值相对低；③粗砂和小砾石磨圆较好。

中国东部的沙坝以中粗砂和细中砂为主，苏北的沙坝，细砂含量较多，胶辽两半岛的显得粗些，甚至含小砾石。中值粒经界于1.3～1.7 Φ之间，标准偏差0.39～0.78。小于细砂粒级的颗粒常被悬浮而移走，故频率曲线呈明显的负偏态。概率曲线以三段型为主，包括推移、跃移和悬移，其中，跃移组分可占60～70％，或更高者，例如河北七里海沙坝跃移组分达90％。也见推移和跃移两段型者以及双跃移斜线的四段型者，这主要反映物源的影响以及沙坝不同部位上粒度的差异。C－M图上显示出沙坝砂体的牵引流型特征，较多的点子点于P－S弯曲图中的QS和RS段，反映沉积物具有递变悬浮和均匀悬浮的运移特征。

沙坝的沿岸粒度变化有随物源去向变细趋势。如沙嘴根部的中值粒径往往大于沙嘴头部，湾口坝的粒级自两端向中部变细，在垂直海岸方向上，冲流底界卷波点(plunge point)附近最粗，常以粗砂小砾石为主，这里集中了反向冲流(回流)和下一个激浪相交的激烈扰动水流，动力最强。自卷波点向海随着水深的增大，浪力变弱，海底表层沉积物变细，按沃尔特定律，也构成了沙坝垂向的下细上粗序列。

三　层理构造

滨岸激浪，特别是冲流，赋于沙坝以丰富的层理构造。横切坝体常见两组层理，向

海倾的一组为冲洗交错层理，又称前滨层理[5]，纹层厚约1～3 cm，相邻纹层平行延伸，与层系下界面平整接触，纹层组被层系上界面切割成楔状（图版1—d）。纹层中，有时见反递变纹层（图版1—e），反递变纹层内自下而上颗粒变粗，重矿物富于底层（图6—9）。此乃冲流剪切分选的结果。层系和纹层向海倾角随前滨坡度的变化而变，在山东半岛一般为5～8°，有时达10°以上；向陆倾的一组称为后滨层理，由向陆微倾的平行层理组成，倾角2～3°，至30°，一般见不到反递变纹层和像前滨层理那样的楔状交切构造，是暴风浪时，冲越流翻越坝体的沉积。在沙坝的横剖面上，前滨层理和后滨层理组成一假背斜构造，成为沙坝特征性的层理标志。主要以前滨层理，几乎没有后滨层理组成的沙坝，如图10 a的掖县沙坝，称为淤进型沙坝，它是海平面相对稳定或微降的物源丰富的淤进环境下形成的，中国东部沿海分布广泛，形成于5 ka B.P.左右，称为大沙坝或老沙坝；主要以后滨层理少见前滨层理组成的沙坝，如图10b的山东日照小海沙坝剖面，称蚀退型沙坝，是海平面上升或物源贫乏，冲越流频繁翻越坝顶的环境下形成的。又称为新沙坝或小沙坝[6]。

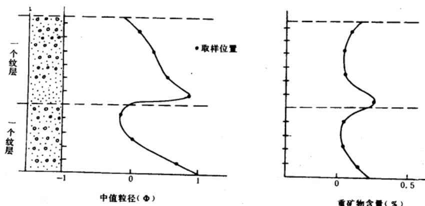


图6—9 山东掖县沙坝中反递变纹层的粒度和重矿物含量分布变化图（据庄振业，1989）

沙坝的近滨和海滩上还经常发育各种次一级沉积底形，如沙波、沙垅（dune）、凹槽（trough）、沙岬（sand cusp）、滩角（cusp）和冲越扇等。这些小型砂体被覆盖于沙坝中，往往局部干扰上述的层理构造规律。例如，向海倾的前滨层理中包含数十厘米厚的向陆倾高角度纹层透镜体（图版2—a）；平缓的后滨层理中夹数十厘米厚的高角度纹层组；甚至有时可见到完整的小波纹层理（图版2—b）等。这时只要掌握沙坝沉积构造的宏观组构，仍然可找出上述的沙坝层理规律。不过沙坝砂体的下部，见不到各种交错层理，而是随着粒度的变细只发育平行层理和水平层理。潮流通道的横向迁移，往往改变了沙坝的层理组合规律，如在低潮线高度上的平缓侵蚀再作用面，该面以上的大型槽状交错层理以及偶尔可见到的青鱼翅状构造等。

四 沉积相

划相依据是多方面的，如生物种属组合，粒度特征，沉积构造以及电测曲线形状等。通常只以某一或二种标志来划分沙坝相带，辅以其它几种相标志。1963年，F. F. Sabins，首次按岩芯、电测曲线和古生物资料将美国圣胡安盆地比斯提砂体横向划分成坝前相、坝体相和坝后相等三个亚相(图6—8)，对砂体的开发注水和进一步研究起了重要作用。此后，许多人划分过沙坝的亚相。1971年，H. E. Clifton，在研究美国海滩层理的基础上，主要按照层理构造将沙坝划分成三个亚相：

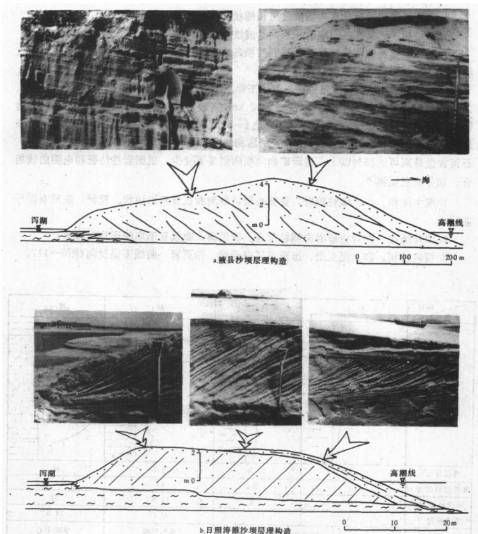


图6—10 淤进型(a)和蚀退型(b)沙坝的层理组合对比图
(山东半岛为例，据庄振业等，1989)

1. 坝后亚相(向陆坡相)纹层向陆倾斜；

2. 坝顶亚相，向海和向陆微倾的平行层理和楔状交错层理，为沙坝的主体；

3. 坝外亚相(向海坡相)，低角度向海倾的冲洗交错层理夹斜层理和小波纹状层理。

1976年，G. D. Davidson，等又按沙坝的层理构造、底形纹层和生物扰动构造划分新布伦瑞克的库奇布瓜湾近滨带沙坝的亚相为四：

1. 向海斜坡相。由向陆倾的小型沙波纹层和向海倾的平行纹层组成。

2. 坝顶相。平行纹层与新月形大小沙波纹层组成；

3. 向陆斜坡相。低角度向陆倾纹层和槽状交错纹层；

4. 凹槽相。包括细粒组成的一系列沙波纹层、水道纹层和向海倾的粗砂层。

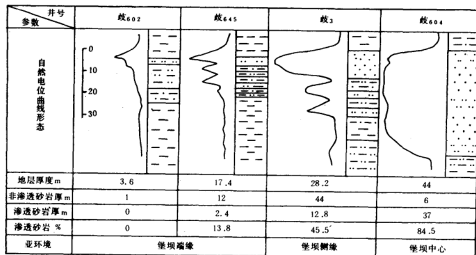
美国佐治亚州的萨佩洛岛是一系列沙坝岛之一，其相的划分更多地考虑到生物的扰动构造及其与层理的关系。

1987年，武汉地院和大港油田发表了王徐庄障壁岛砂体，它是黄骅坳陷沙和街组一、二、三段的重要砂体之一，砂体长30～40 km，宽数公里至十余公里，厚10～40 m，透镜状平行岸线分布，念珠状的厚度差，达4－5 m。砂体以细砂为主，缓坡迎浪带(即坝外侧)含较多的螺壳层和粘土。定为障壁岛相的主要依据是砂岩砂的成熟度异常之高，石英含量最高可达75%以上，稳定矿物向坝两侧显著变少。根据岩性特征和电测曲线组合，划分成三亚相[10]：

1. 坝主体相。中、细粒砂岩，叠置数层，电测曲线显示出块状、筒状，底部有陀形曲线；

2. 坝外缘相。泥岩粉砂岩夹鲕粒灰岩，砂层薄，曲线显示扁陀形到对称形；

3. 坝内缘相。砂、泥互层，出现多层白云岩、油页岩、曲线多呈反向(图6－11)。



参数 \ 井号	歧602	歧645	歧3	歧604
地层厚度m	3.6	17.4	28.2	44
非渗透砂岩厚m	1	12	44	6
渗透砂岩厚m	0	2.4	12.8	37
渗透砂岩 %	0	13.8	45.5′	84.5
亚环境	堡坝端缘		堡坝侧缘	堡坝中心

图6－11　黄骅坳陷沙三段1油组障壁岛亚环境电测曲线特征(据武汉地院及大港油田，1987)

第四节　泻湖环境和沉积特征

沙坝从毗邻海水中隔离出来的水域称为海岸泻湖(coastal lagoon)，简称泻湖。沙坝和泻湖互相依存。沙坝的产生，泻湖也随之形成；沙坝消失，泻湖也会受到破坏、改造和转化。通常，凡发育沙坝的海岸，必生长大小不等的泻湖。全新世冰后期以来发育的泻湖十分广泛，在美国东岸、墨西哥湾海岸，巴西、澳大利亚、地中海以及里海沿岸都发育众多的泻湖系。我国的山东、河北、江苏、广东和海南等省的沙岸段，分布着各种类型的泻湖。近十余年来，研究者日渐增多。现代泻湖多用于水产养殖，个别泻湖发展旅游和交通事业，古泻湖地层是盐、泥炭、煤、铁的理想找矿区。同时泻湖沉积层又是良好的生油层，油气不断从这里运移至相邻的海滩和堤岛砂体中，有些泻湖地层本身也夹有相当厚的砂层，而且可与相邻砂体相通连。

一　发育和类型

泻湖的平面形状与其成因和泻湖发育成熟度有关。岬湾海岸区，湾口坝或湾中坝所封闭的泻湖，受海湾地形所控制，多呈弓形或半月形，如山东乳山县白沙滩泻湖(图6—6③)和荣成县的桑沟湾泻湖(图6—6⑧)；平直海岸段沙坝内侧的泻湖长轴平行岸线展布，如图6—6⑨的掖县泻湖；若沙坝封闭河口湾或下游河道所形成的泻湖，其长轴方向多垂直或斜交岸线，如图6—6⑥中的甲河河口泻湖。泻湖浑圆与否以湖泊的发育系数(湖泊周长与等面积圆的周长之比)来标志。如下式：

$$K_{\text{m}}=0.282LF_L^{-0.5}$$

式中K_{m}—湖泊发育系数

L—湖泊岸线长度

F_L—与L长度湖泊等面积圆的面积

km值愈大，湖泊发育愈久，愈接近1，湖面愈浑圆，图6—6⑨中的汪湖就是泻湖被完全封闭之后，自身浑圆的结果。

按照泻湖的发育程度可将其划分成四类型：(1)海湾泻湖(海湾被水下沙坝部分隔开的水域)，(2)半封闭泻湖(水上沙坝或沙嘴隔出的水域，仍与海水相通连)，(3)封闭泻湖(湖水与海水完全隔离)，(4)埋藏泻湖(被冲积物等充填成低平原的泻湖区)。泻湖被封闭之后，可以被陆地水(地表径流和地下水)冲淡成淡水湖，也可被咸化，浓缩成盐沼区，视所处气候而转移，因此，谢帕德(1973)按照泻湖所处的气候条件将其划分成三种类型[14]：(1)温带湿润区的泻湖(湖水由咸向淡演变)，(2)干旱地区的泻湖(湖水由咸向超盐演化)和(3)热带湿润地区的泻湖(湖水向淡演化，但生物碎屑迅速充填成平原)。这种分类只适用于世界大气候区。蔡爱智(1985)按照泻湖的物质组成和实际应用将山东60余个泻湖划分成砂质泻湖，粉砂质泻湖和小型河口泻湖(表6—2)[31]，此外，按垂直层序划分沙坝泻湖体系的类型，具有一定的实用价值，将在第五节讨论。

表6-2　山东半岛海岸泻湖的类型(据蔡爱智1985，修改)

泻湖类型		种类和特征	沉积类型	生物和应用
①砂质海岸泻湖	沙坝内半封闭泻湖	沙嘴、沙坝掩蔽的泻湖	含一定风砂的粘土—砂型	含多种贝壳和有机质，大部分成湿地或农田
	沙坝封闭的泻湖	从海隔离出的一片水的泻湖	粘土和砂混合沉积类型	无贝壳，可生长植物，部分已辟为农田
	埋藏泻湖	被风砂掩盖的几个小泻湖	上部为砂，下部砂质粘土或泥炭	开成农田或为近滨前缘带
②粉砂质泻湖	近岸平原洼地泻湖	没有明显的沙坝，特大暴风浪时悬浮的海水进入泻湖	粉砂淤泥质类型，下伏海相粗粉砂	动、植物斑状分布，下伏超盐粉砂层
	湾内粘土岸滩上滩脊间的泻湖	大潮期间，海水淹没，滩脊间断处的泻湖	薄层砂—粘土层与细粉砂质粘土互层	滩脊解体后可形成盐滩，如有水源可辟为农田
小型河口泻湖		沙坝沙嘴内的河口低地	陆地河流砂为主，下伏1～2 m厚的泥炭黑泥层	泻湖水随季节变化，部分被开为农田

二　沉积环境

泻湖是从海水隔离出来的海域，自然存在许多浅海环境特征，例浪、流、潮的作用。同时，泻湖作为湖泊的一种，必然带有若干封闭小水域湖泊性质，如动力微弱，大陆性以及生物参与下的湖泊演化规律等。但是，在海、陆环境共同影响下的海岸泻湖也存在若干特有的泻湖环境，诸如盐度、浅水低能和多物源等。它们在泻湖的形成、发育和演化过程中都显示着十分重要的作用。

1. 盐度多变

不同的泻湖，盐度不同，从淡到咸，直至超盐；同一泻湖的盐度也处于不断变化之中，包括冬夏季节，水平、垂直分布以及不同演化阶段里盐度的变化。引起泻湖盐度变化的原因甚多，主要的是海水与湖水的交换和蒸发，以及海水与径流的消长。Emery (1958)总结出两种交换模式：

(1) 当入湖径流和降水高于蒸发量时，泻湖低盐水从表层流入海，海水由底层楔入湖，促进了泻湖水的絮凝和沉积；

(2) 当蒸发量大于径流汇入和降水量时，泻湖高盐水(盐度大于海水的)从底部泄入海，海水从表面流入湖，降低了泻湖的超盐作用。

实际上，海水与泻湖水的交换形式还受波浪、潮流等因素的短期影响，远远超出这两种模式的概括。

在过量蒸发、径流汇入和海水交换的共同作用下，有可能将大型泻湖划分成四个盐度带：

(1) 海水影响带。在进潮口门(inlet)附近，海水的盐度和潮汐现象均与海水相似；

(2)超盐带。远离泻湖口门的蔽塞地带，蒸发大于淡水汇入，盐度很高，湖滩光秃秃；

(3)淡水影响带。有大量淡水补充地带，湖水盐度很低，植物茂盛，湖面呈水网沼泽；

(4)半咸水带。界于咸、淡水带之间的地区，盐度5×10^{-3}—20×10^{-3}。

美国的德克萨斯州的马德雷泻湖位于年降水量小于700 mm的半干旱气候带，平均蒸发量1340 mm，年平均气温22℃，泻湖长约200 km，过去只有南北两个潮流通道，中部的盐度可达58×10^{-3}～65×10^{-3}，是超盐带，而南北口门附近为海水影响带，其盐度与海水相接近。后来，为了航运又开挖两个口门，扩大了海水影响带的范围，盐度变化于22×10^{-3}～45×10^{-3}之间，但暴雨时，可将泻湖水盐度冲淡成1×10^{-3}。说明不同季节里泻湖水的盐度和盐度带的范围都在变化之中。有些泻湖，很难分出上述四带，往往只存在1～2个带。如里海东部的卡拉布加斯湖，湖面比海面低3 m，每年流入泻湖约12—15 km^3的海水被不断蒸发掉[3]，整个泻湖像晒盐场，几乎全部泻湖都是超盐带。我国东部沿海众多海岸泻湖，因为地处温湿气候，多以半咸水带为主。其中，半封闭泻湖的海水影响带只在口门附近。如荣成县的月湖泻湖(图6—6⑩)，在口门内侧附近，盐度为32×10^{-3}，泻湖的西北部，既无河流汇入，又距口门较远，盐度升高到35×10^{-3}[11]。一些封闭泻湖，大都冲淡成淡水湖，如杭州西湖和掖县的汪湖(图6—6⑨)等。

泻湖盐度的变化必然引起湖内的浮游、底栖生物以及大型植物区系的改变，进而导致沉积类型、沉积速率和沉积方式的变化，从而控制着泻湖的演化方向和速度。

2.浅水低能

泻湖是沙坝的伴生相，沙坝形成于1～2个波高的水深地带，那么，按照水下坡向岸变浅的规律，沙坝向岸一侧的泻湖水深也一定小于1～2个波高。就目前所知，除了圈有原始盆地的泻湖之外，世界上正常泻湖，超过10 m者是罕见的，许多泻湖相当浅，不过1～2 m，甚至只有几十厘米的水深。例如面积2700 km^2的锡瓦什湖(苏联)的平均水深只有0.75 m，上述的马德雷泻湖的深度与锡瓦什湖类似，最深处不过3 m，荣成的月湖是山东半岛60个海岸泻湖[31]中水深最大的一个，面积约6 km^2，平均水深只有1.1 m，最大水深不过1.6 m[11]。还有一些泻湖，目前正处于高潮一片水，低潮全排干状态。

泻湖水深如此之浅，必然引起一系列环境因素的变化。首先，水浅，增加了对波浪的摩擦力，消弱了湖浪参数及其对湖岸的簸选作用。大面积的浅水水域加剧了风的作用，风可以破坏湖泊的暂时温度跃层和盐度跃层，扰动湖底沉积物，增加湖底的氧气，混合营养盐，利于水生物的繁殖和生长。风还能将沙坝砂吹进泻湖，增加了泻湖的沉积速率。更有甚者，泻湖水浅，利于入湖河流三角洲，冲越扇和潮流三角洲的进积，充填泻湖洼地，加速其向泻湖平原演化的进程。因此，地质时期里泻湖维持的时间不会太久，R. S. K. Barnes(1980)认为许多情况下，泻湖存在的时间小于1 ka[2]，这种估计显然有误，因为，目前许多泻湖的寿命已大于2 ka，例美国长岛附近的罗德岛Ninigret泻湖形成于距今4.1 ka，尚未被填平。中国掖县埋藏泻湖形成于4.4 ka B.P.至今也未被完全填平。

泻湖的沉积，应与沙坝同步，目前使用^{14}C,^{210}Pb和^{137}Cs等均可测出泻湖沉积速率。据测定，短期速率为0.05～1.0 cm／a,0.18 cm／a和0.54 cm／a[18]。不管怎样，有关泻湖短命的依据固然赖于沉积速率，重要的还是决定于三角洲在泻湖区浅水环境中的快速进积和海平面相对升降间的关系[27]。

3.多动力相互作用的水域

地质工作者熟知三角洲是河海两动力共同作用的过渡相沉积，却很少注意到海岸泻湖是海、河、湖、风等更多动力混合作用的沉积区。泻湖众环境的沉积机理远较三角洲的复杂得多。首先，泻湖是海洋的一部分，波浪从外海向泻湖口门传播，不断折射，将口门两侧的沙坝塑造成内弯状(图6—6⑨)，暴风浪又可以封闭口门。而且这时的冲越浪(overwash flow)又不断地将坝顶的砂带入坝内侧的泻湖边缘，形成众多的冲越扇和冲越扇群平台[23]。据Mcmaster(1980)估算，罗德岛沙坝被侵蚀的砂中有27％沉积成冲越扇[25]，作者按层理统计，山东南部海岸上，一次暴风浪使冲越扇向泻湖内侵15m以上，特大暴风浪可将沙坝砂向泻湖运移得更远，据Fisher等(1979)介绍Ninigret泻湖在1938年的飓风里，冲越浪将沙坝和沙丘上的砂带向泻湖最大距离约230 m,并在三天内封闭了所有潮流通道和水道[16]。

潮流是引起泻湖内砂的运移和生物碎屑的悬浮的最重要的动力。泻湖湖流包括外海来的涨落潮流，风湖流和暴风浪期间的波流(主要是冲越波流)，三种流的叠加可使湖水暴涨暴落，甚至疏干或溢出。在口门内外沉积成潮流三角洲和各种底形。涨落潮流(流速、流量和历时)的不对称程度远远大于潮滩和河口湾中的，从而使外海来的泥沙源源不断地以推移和悬移的方式流进泻湖，这是泻湖发育和演化的基本因素。潮汐使泻湖定期充水和减水，所以在那些较大的泻湖周围沉积成平缓的潮坪，特大高潮时，湖水仍可以从沙坝的低处溢走，冲切成新的潮汐水道和潮流通道。

河川径流对泻湖的作用已如前述，由于淡水的注入，改变了泻湖盐度，并促进了泻湖大型植物的生长，加之入湖三角洲的进积，导致泻湖的消亡。此外，从水动力出发，入湖径流常形成惯性流，微弱的惯性流亦可以加入涨落潮流的水流图式，带动泥沙的运移。

对于风来讲，泻湖水面像一面粘砂镜，终日最大限度地捕集着通过泻湖面上的风砂，尤其在那些沙滩围绕的泻湖区，无论什么方向的风，只要超过起砂风速，就不断地向泻湖供砂，那么，风砂也成为泻湖沉积的主要物源。如山东汪湖封闭泻湖，沉积物主要由风砂组成。

泻湖毕竟是湖泊，自然保存着湖泊的最基本的环境特征，如自岸边向湖心动力逐渐减弱，湖泊的还原环境和生物的环状带分布等等。总之，泻湖好比海、陆各沉积动力竞相表演的沉积舞台，海、河、湖、风以及生物等动力环境之间的促进、制约和干扰的关系必然在泻湖沉积中显示出来。

三 沉积物

随便从泻湖任何地方取样，都可以发现泻湖沉积物分选性很差，粗、细粒级之间往往存在跳相现象，其频率曲线多呈双峰或多峰，这是由于物源众多，动力多变以及物源

近，来不及分选的结果。图6－12显示山东半岛数个泻湖的频率曲线，图中c曲线是小型封闭泻湖沉积物的频率曲线，呈双峰，主峰对应0～1 ϕ,次峰对应4.5～8.5 ϕ,说明它们是冲越浪带来的粗砂和潮流悬浮的粉砂的混合沉积；图6－12,b、c曲线显示泻湖位于宽阔的沙坝区，频率曲线的主峰对应2－3 ϕ和3－4 ϕ,反映风砂是主要物源，而潮流的悬浮细粒沉积已居于十分次要位置。泻湖沉积亚相，反映不同动力作用的差异，粒度参数亦各有别，如荣成石岛湾泻湖沉积粒度参数(表6－3)除沼泽外，由沙坝到湖心标准偏差($\sigma_1\phi$)由小到大，偏态($SK_1\phi$)和峰态($KG\phi$)由正常到不正常，这与海湾、河口湾和开阔海沉积有明显差异[4]。

表6－3　荣成石岛湾海岸泻湖次一级沉积单元的粒度参数(据刘仲衡，1983修改)

粒度参数 / 沉积单元	砾+砂/粘土	粉砂/粘土	$Md\phi$	$Mz\phi$	$\sigma_1\phi$	$SK_1\phi$	$KG_1\phi$
冲越扇平台	/	/	2.20	2.12	0.62	0.01	1.06
潮流通道	/	/	0.25	0.28	1.09	0.11	1.37
内潮流三角洲	5.73	1.43	3.01	3.11	2.75	0.28	2.84
湖内潮坪	10.09	1.46	1.50	1.93	2.88	0.35	1.32
过渡带	5.61	2.50	3.60	4.20	2.30	0.45	3.24
湖　心	1.63	1.56	5.63	5.44	4.04	0.04	0.93
沼　泽	0.45	5.80	6.32	6.33	1.88	1.28	1.50

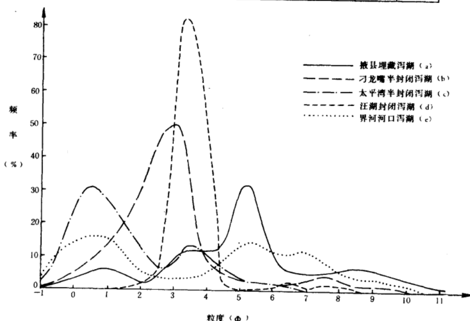


图6－12　山东数个泻湖沉积物频率曲线对比图

泻湖沉积构造以水平层理为主，偶夹砂层和小波纹状纹层。作者观测过鲁南日照泻湖中部沉积剖面(图版2－c)。由细粉砂和粘土纹层相间互层，纹层平均厚约0.4～0.5mm，粉砂层厚于粘土层，也可见到连续2－3个0.7～0.8 mm的粗粉砂纹层(可能是风暴潮或大潮期沉积)，个别的细砂夹层(可能与风砂有关)和缓倾的小波纹状纹层(可能与局部水流有关)。泻湖层理构造在平面上的分布颇有差异，一般，在接近陆地一带，生物扰动强，层理常被破坏；泻湖中部洼地，以细粒沉积为主，纹层较薄；靠近沙坝和潮流通道一带，粗粒增多，层理清晰，纹层厚度多变。

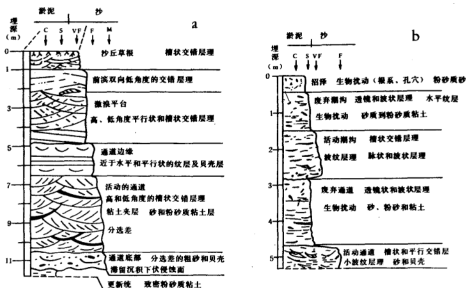


图6－13 a. 美国Stono浪控通道沉积剖面 b. 美国Price潮控通道沉积剖面(据T. F. Moslow和R. S. Tye, 1985)

湖泊环带状的植物分布，也在泻湖中得到反映，温带湿润区泻湖，近岸陆地一般生长喜湿植物，近岸浅水区芦苇较盛(图版2－d)，更向湖是藜科和莎草科植物，浅水区与明水带交互处生长水下大型植物，如泰菜藻和眼子菜等。植物的耐盐程度，自岸向湖渐增。泻湖有机质主要来源于腐殖质，故现代泻湖沉积物中可溶性CH化合物属于腐殖型，但成熟度很差。泻湖的还原环境及该环境下的自生矿物，H_2S污染等与陆上湖泊沉积均无两样。由于泻湖盐度的变化，微体生物组合中海陆种属混杂现象并不少见，有孔虫的分异度低，优势度高。

上述细粒沉积物是泻湖具代表性的沉积类型，但许多粗粒沉积往往在泻湖中呈斑块状和带状分布，它们在泻湖的形成和演化中往往起关键作用，诸如潮流通道、潮汐三角洲和冲越扇裙平台等，成为泻湖的重要沉积亚相。

1. 潮流通道沉积

潮流通道(inlet)是泻湖与海水相通连的水道。从形式上看，类似河床，同属于线状粗粒和侧向迁移沉积。实际上，它与河床边滩沉积有许多明显的区别。主要在于：

(1) 潮流通道沉积不含冲积物那样的极细粒粉砂粘土成分，也没有极粗粒的大砾石成分；

(2) 具有双向槽状交错层理，垂直水流方向上，槽的曲度大，平行水流方向上，槽的曲度小，但前积纹层多；

(3) 发育下部的自下而上由粗变细的似边滩层序和顶部的激浪粗粒改造层序。

美国火岛潮流通道沉积剖面常被喻为经典[19]，T. F. Moslow，和R. S. Tye，(1985) 区别出以粗中砂为主的浪控通道沉积模式和以粉砂粘土为主的潮控通道沉积模式[26]，其沉积特征见于图6－13a、b，在沉积构造上，二者有明显差异，均能揭示通道的沉积机理。我国对于潮流通道的研究常与工程相联系，近年有较大进展，粤西水东湾潮流通道—落潮三角洲研究已为建港所证实，并作了开挖后的预测。海南三亚市的港口就建于潮流通道上(图版2—e)。开挖后，5000吨船无阻，但内潮流三角洲淤长较快。

2. 潮流三角洲沉积

潮流通道两端，水流失去地形束缚，沉积成内潮流三角洲和外潮流三角洲。通常近岸带涨潮流速大于落潮流速，故内潮流三角洲的规模常大于外潮流三角洲。三角洲上各处的水流状况不同，输沙也有差异。M. O. Hayes ，[21]，将外潮流三角洲沉积分成(1)落潮主水道，(2)冲洗坪，(3)末稍叶瓣弧，(4)边缘涨潮水道和(5)水道边缘直线堤等五个次一级微地貌和亚相；又将内潮流三角洲沉积分成(1)涨潮斜坡，(2)涨潮坪，(3)涨潮水道，(4)落潮流沙嘴，(5)溢出舌叶和(6)涨潮沙盾弧等六种微地貌和次一级沉积

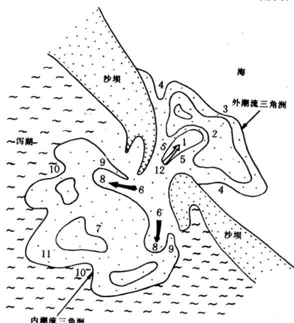


图6－14 亚相：1.落潮主水道，2.冲洗坪，3.末梢叶瓣弧，4.边缘涨潮水道，5.水道边缘直线堤，6.涨潮斜坡，7.涨潮坪，8.涨潮水道，9.落潮流沙嘴，10.溢出舌，11.涨潮沙盾弧。

亚相。图6—14标出它们的位置。外潮流三角洲发育各种沙波(图版3—a.b.)，内潮流三角洲是涨潮流通过潮流通道入泻湖的扇状砂质堆积体，水底表面发育众多的低缓大沙波(图版3—c)。落潮时，沙波向海迁移，断面上留下向海倾的高角度前积纹层组；憩潮时，沙波之间的凹地上见粉砂粘土质充填沉积；涨潮时，沙波向泻湖迁移，覆盖了落潮沙波和细粒充填沉积层，形成向陆倾的高角度前积纹层组(图6—15)。涨、落潮两组相反方向迁移的沙波的前积纹层组叠置成青鱼翅状层理构造(图版3—d)。内潮流三角洲垂向沉积构造有一定规律性，通常底部以双向交错层理为特征，向上是槽状和平行状交错层理，随着水深的变浅，上部交错层理的厚度变小，变成平行层理。美国长岛莫里切斯潮流三角洲沉积一向被喻为典型，但层理常受虫孔干扰。

3. 冲越扇的沉积

冲越扇(overwash fan)是沙坝后侧冲越浪作用的粗粒沉积体。许多冲越扇组成扇裙平台(图版3—e)，平行分布于沙坝泻湖之间。较大的冲越扇往往与临时出现的潮流通道相联系。冲越扇的沉积机理与潮流三角洲类似，但R. K. Schwarty, (1975) 认为它们的主要区别在于(1)冲越扇出现于一次性越滩暴风浪的沉积，具有偶发性，而内潮流三角洲则每遇高潮均有加积；(2)冲越扇的沉积部位常高于平均高潮线，而内潮流三角洲一般低于平均高潮线

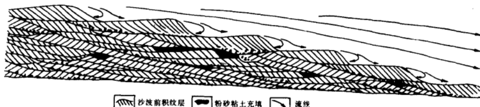


图6—15 内、外潮流三角洲双向沙波及交错层理(据allen, 1982, a, 修改)

实际上，潮流通道和潮流三角洲的形成和发育有十分密切的关系，沉积砂体也有明显的过渡性质。近十余年来，由于泻湖交通、旅游和养殖事业的迅猛发展，国外对潮流通道和潮流三角洲的研究颇有进展，主要集中于以下几方面：

(1) 潮流通道及内潮流三角洲的动态变化与泻湖演变的关系。通常以泻湖潮棱体与沿岸漂砂量之比值作标志，大于200者，通道稳定，小于100者，通道将堵塞，并建立了一系列的关系式[19]。

(2) 潮流通道横断面的变化与泻湖演化的动态关系。据认为通道断面A与泻湖纳潮量P存在一定关系式($A=\eta P^{k}$)[16]，从而按意愿疏浚泻湖口门，控制泻湖水量。

(3) 潮流三角洲的沉积率、沉积构造和形态演变与泻湖演变的关系[22]。

四 古泻湖沉积

古泻湖沉积不仅限于油气勘探还用于煤、泥炭、铁等的矿产开发上。马斯特斯(1965)曾将美国白垩纪梅萨弗尔德组合黄铁矿的暗色页岩解释为泻湖沉积。该页岩具细纹层状，间夹细砂和粉砂薄层，受强烈的生物扰动，含大量微咸水瓣鳃类生物化石。页岩上覆和下伏层均为富浪成波痕的潮滩沉积层[30]。六十年代以来，随着对沙坝砂体的开发，国外

对坝后泻湖细粒沉积层的研究日渐增多，从更新统至寒武系，各时代都有。如美国科罗拉多州丹佛以西的达科他群 j 砂岩，怀俄明州东北部白垩纪福尔河组，宾西法尼亚洲东部上奥陶系白头梅 组，丹麦博恩霍尔姆侏罗系下煤层顶部地层以及巴勒斯坦和西奈半岛的一部分侏罗系[3]等。多从纹层沉积构造和古生物等方面定为泻湖相沉积[32]。

第五节 沙坝泻湖的沉积层序

沙坝泻湖的横向迁移，使平面上相的特征从垂向层序中显示出来，从而可通过岩芯揭示海岸发育特征和演化历史。过去对冰后期沙坝泻湖体系的研究，多集中于地貌和表层沉积物的描述，近十多年来，越来越重视它们的垂向层序，甚至沙坝泻湖各个部位的垂向相序。各地的构造，水动力、输沙和地形等环境有差异则发育的沙坝泻湖层序也不相同，所以总结它们的地层模式，有重要的实际意义，并有助于减少分析古环境时或隐或现的片面性。冰后期的海岸沉积层序与海平面的变化密切相关。冰后期气候转暖，冰川融化，发生世界性的海平面上升。若干资料证明，12 ka B.P.至7 ka B.P.期间，海面上升速率(0.6～1.6 cm／a)超过沉积速率，则发生大规模的海侵，7 ka B.P.以来，海面趋向稳定，约在5 ka B.P.左右，海平面稳中有降，加之沉积加积作用，许多海岸发生海退，近数十年乃至百余年，海平面又显上升。因此冰后期沙坝泻湖体系可按海进和海退来划分类型模式[34]。图6－16乃从山东半岛29条沙坝中总结出的三种层序模式，有一定意义。

一 海进型层序

海进型层序(或称蚀退型)的沙坝泻湖沉积，形成于海平面上升，或供砂不足，岸线向陆蚀退的条件下，通常具有如下特征(图6－16.a)：

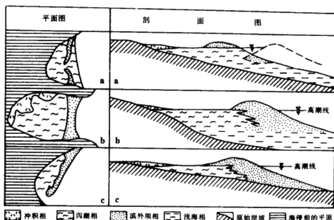


图6－16 山东半岛三种层序类型的沙坝泻湖的沉积模式(据庄振业等，1989)

a. 海进型 b. 海退型， c. 稳定型

1. 垂向地层组合呈现自下而上沙坝区的沿岸沙坝或陆相、滨海沼泽湿地相、泻湖相（或沙坝相）、水下沙坝相和浅海相层序以及泻湖区的陆相、沼泽相、泻湖相和浅海相的层序。

2. 在冲越浪作用下，沙坝砂往往迁移至泻湖地层之上，沙坝泻湖之间常有沉积间断或侵蚀面。

3. 沙坝粒度上虽然也存在向上变粗的趋势，但粗粒层中常有细粒层的多次干扰和穿插。

4. 沙坝厚度不大，常以向陆倾的后滨层理[5]为主体，而向海徵倾的楔状交错层理较少。

5. 微体生物组常有自下而上海相性增强，窄盐性种属渐多，广盐性有孔虫和陆相介形类变少的趋势。

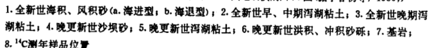


图6－17　广东电白县水东湾沙坝泻湖体系(a)及其地层横剖面(b)图（据李春初等，1986,）
1. 全新世海积、风积砂（a. 海进型；b. 海退型）；2. 全新世早、中期泻湖粘土；3. 全新世晚期泻湖粘土；4. 晚更新世沙坝砂；5. 晚更新世泻湖粘土；6. 晚更新世洪积、冲积砂砾；7. 基岩；8. ^{14}C测年样品位置

李春初(1986)的广东电白县水东港沙坝研究[9]是我国全新世早、中期海进型沙坝泻湖沉积的很好例子(图6—17)。剖面显示自下而上由晚更新世古泻湖或冲洪积地层、全新世早中期泻湖相粘土层、海进型沙坝砂层以及全新世中、晚期的海退型沙坝泻湖地层组成的序列，同时早中全新世沙坝砂的底板高程有随海平面的升高而增高的趋势，说明陆架砂适应海平面的上升而不断向陆迁移。类似沙坝在海南省的海口白沙口沙坝(图版3—f)文昌县清澜湾和万宁县小海等地亦有发现。滦河三角洲河道改道后，物源断绝，加之地层压实下降，也形成一沙坝泻湖系列[8],目前正处于沙坝内迁的海进时期。我国东部滨岸次一级低矮的所谓小沙坝[6]亦属于海进型的。暴风浪时，越滩浪将沙坝从向海坡带至向陆坡，沙坝迅速覆盖到泻湖泥之上，甚至许多泻湖泥层竟从沙坝的向海坡坡麓出露[6],这种现象在山东河北和辽宁海岸上娄见不鲜(图版3—g)。

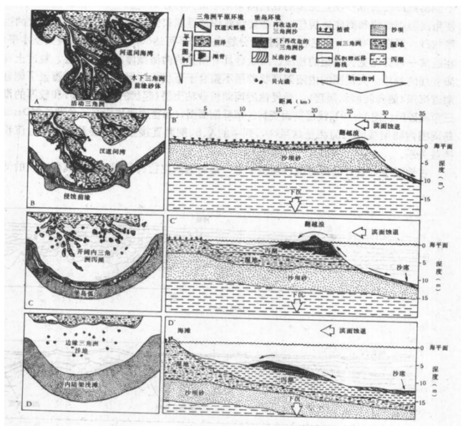


图6—18 美国密西西比废弃三角洲海进型沙坝发育和演化过程(据Penland等, 1985)
A.三角洲废弃之初；B.B′沙嘴、沙坝泻湖形成；C.C′沙坝向岸迁移，泻湖缩小；D.内陆架席状砂。

美国密西西比废弃三角洲的沙坝演化过程好似一个海进型层序沙坝的模拟实验室，近几年的研究，又有新进展。155个^{14}C资料总结出该三角洲7 kaB.P.以来，海面相对上升(包括沉积物的压实作用)的平均速率为0.55 cm／a[29]，沙坝按如下B.C.D.三阶段发育(图6—18)[29]。

该三角洲废弃后，涌浪塑造了滩肩(berm)，大浪时，翻越滩肩成冲越扇，风吹砂成沙丘，废弃河口处成为两翼长沙嘴的岬角(图6—18A)。随着海面的相对上升，沙丘被海水侵蚀，并与陆地分隔开来，形成新沙坝、岛弧和泻湖(图6—18B和B′)；海面进一步上升，风暴期，沙坝砂被向海搬运至－10 m等深线以上的海底，而好天气，陆架砂上移量不能补偿风暴期向海的搬运量，沙坝下沉，沙坝砂被冲越至坝后向陆侧，久之，沙坝变窄，坝外形成大面积水下浅滩，则海进层序形成(图6—18,C和C′)；内陆架浅滩增宽，在波浪作用下，浅滩砂缓慢向陆迁移，但由于海面的相对上升，这些向陆迁移砂不能出露海面而成沙坝，更多的在内陆架上形成大片沙席(图6—18D和D′)。Penland等使用浅层剖面仪和海底地貌仪对内陆架浅滩作过追踪和钻探验证，得知内陆架上的这些席状砂，厚度只有0.5 m左右，层位十分稳定，外界可达50 km处，砂层表面基本平坦，在近滨一带开始见大间距的沙波。席状砂具有明显的向海微倾的水平纹层，粒度上有向海变细的趋势。大范围的内陆架席状砂层不整合于下伏坝后沉积物之上，覆盖了侧移的潮道沉积(侧向陡倾斜层理)，受侵蚀的泻湖粉砂粘土层(起伏的粘土界面)和较厚的潮流三角洲砂层。图6—19系浅层剖面资料的解释剖面图，乃密西西比废弃三角洲外侧Derniere岛周围内陆架浅滩上的测量结果[29]，列举的A、B、剖面直接显示砂层及其与坝后沉积的接触关系。

古地层中，最好的海进型沙坝例子之一是美国俄克拉荷马州西北部莫罗万系的滩坝

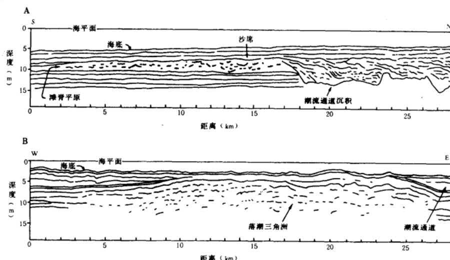


图6—19　美国密西西比废弃三角洲Derniere岛内陆架浅层沉积剖面解释图

A、垂于岛岸线向海；B、斜交岛岸线向海

系列(图6－20)[1]虽然作者布什并未把滩与坝砂体区别出来，但已可说明：早期宾西法尼亚海的旋回性海侵，存在多次岸线停顿和海面的微降，沉积了其中的三次滩坝砂体，而且不整合于下伏密西西比系地层之上，从总体上看，这是一片薄层席状砂。



图6－20　美国俄克拉荷马州西北部莫罗万系滩坝海进系列剖面图(据布什，1963)

二　海退型层序

海退型层序(又称淤进型)的沙坝发育于海平面稳定或微降，供砂充足，岸线不断向海淤进的条件下，通常其层序特征如下(图6－16b)：

1. 垂向地层组合：沙坝区，自下而上由浅海相渐变过渡到水下沙坝相、沙坝相和沙丘陆相层序；泻湖区，自下而上由浅海相渐变过渡到半封闭泻湖相、封闭泻湖相和埋藏泻湖(或盐沼)陆相层序。

2. 沙坝与泻湖沉积相应淤高，二者之间呈犬牙交错式接触。

3. 沙坝粒度自下而上由细到粗，是沙坝向海侧坡面不断向海淤进迁移的结果。

4. 沙坝沉积层理自下而上由水平层理过渡到向海缓倾的前滨楔状交错层理。

5. 微体生物组合呈自下而上海相性逐渐减弱，窄盐性种属渐少，广盐性和陆相性种属渐增的趋势。

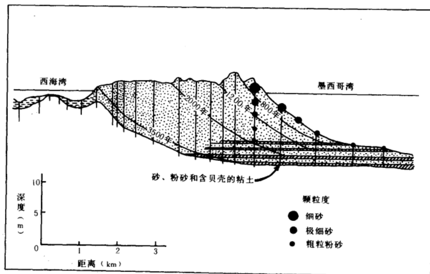


图6－21　美国加尔沃斯顿岛淤进型沙坝横剖面图(据H. A. 伯纳德等人，1962)

美国墨西哥湾沿岸的加尔沃斯顿岛常被喻为海退型沙坝的代表沉积模式，图6－21剖面反映沙坝自3.5 ka B.P.至0.8 ka B.P.的淤进过程，也说明粒度自下而上由细到粗与沙坝向海侧随水深增大颗料变细的规律相吻合。我国海退型沙坝分布甚广，胶、辽半岛分布的所谓“大沙坝”（或称老沙坝）[6]，苏北盐城一带的数条半掩埋式沙坝以及苏南的冈身沙坝几乎均属于这种类型。掖县沙坝泻湖（图6－6⑨）A－B剖面可作为海退型的极好例子（图6－22）。剖面反映最大海侵到5.8 ka B.P.期间沉积了浅海滨海相地层；大约在4.4 ka B.P.时，沙坝形成，逐渐半封闭海湾，形成泻湖相地层；自4.4 ka B.P.至1.8 ka B.P.甚至更近一些时间里沙坝一直处于向海淤进状态，岸线水平淤进率达0.1 m／a以上，6－8 m厚，0.8～1 km宽的沙坝的沉积构造，几乎全由迭瓦状向海缓倾的楔状交错层理组成，近40km²泻湖至0.8 ka B.P.逐渐被淡化，并被埋藏于近期冲积层之下。

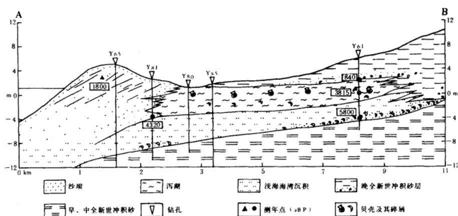


图6－22　掖县沙坝埋藏泻湖（图6－6⑨）西由～三山岛A－B剖面图

自本世纪20年代约翰逊提出沙坝成因假说以来，多半个世纪里，很多人一直认为海退型沙坝代表正常层序的沙坝，亦称正常沙坝。这是因为：(1)沙坝自下而上由细到粗的反序列是渐变过渡的，无沉积间断；(2)沙坝与其内侧的泻湖相之间相应地加积淤高，二者呈犬牙交错接触关系；(3)形成于海平面稳定或微降，供砂充余的环境。尽管这种正常层序的沙坝在中国规模大，分布广，但与以海进为特征的冰后期历史相比较，它却只是冰后期的一次事件沉积。事件沉积是某一时期特定环境下的特定沉积。小区域的事件沉积如渤海西南岸的数列贝壳滩脊是黄河大规模改道，物源贫乏，暴风浪作用的沉积（图6－2）；大范围的事件沉积可波及全中国，甚至具有世界性。5 ka B.P.左右发育的淤进型大沙坝至所以是一次事件沉积，在于这时正处于冰后期海进中的短期海退（或稳定），近滨普遍供砂充余。从海面变化的角度看，供砂充足的原因有：(1)平原被海水淹没后，在水下坡剖面向平衡剖面再造中，引起较多的泥沙运移和调整；(2)海面相对稳

定和微降，导致海底泥沙的上移和在一定部位沉积。这时，近滨水下沙垅不断靠岸，贴于沙坝的向海侧，引起沙坝的持续向海淤宽，形成海退型沙坝，所以称这一时期为沙坝发育的繁荣时期。

三　其它类型层序

Reinson, G. E. (1979) 认为除海平面变动的影响之外，潮差大小对于沙坝的形成也具有重要意义，全球90%的沙坝泻湖岸段分布在中、小潮差海区。他提出了三种模式的沙坝层序，除海进型和海退型之外，还有沙坝—潮流通道型，该型主要特征是具有侵蚀的底面，滞留沉积和槽状交错层理。典型层序是自下而上(1)侵蚀面或潮流通道滞留沉积；(2)深潮流通道相；(3)浅潮流通道相；(4)沙嘴和冲越扇平台相和(5)沙垅或潮道充填沼泽相。粒度自下而上由粗变细，与正常沙坝层序相反，常有干扰夹层。冰后期潮流通道的形成、演化、摆动和迁移，势必以潮流通道的正旋回层序干扰和破坏正常沙坝的反旋回层序，而且受过干扰破坏的岸段在沙坝泻湖岸段中颇占比例，因此，这种沙坝层序也具有重要的实际意义。

李从先等(1982)总结中国东部沙坝泻湖沉积时发现，除了海进海退层序之外，还有一种具有海进和海退型共同特征的稳定型层序，这是海岸基本稳定的记录[7]。即上下陆相层之间夹沙坝或泻湖相(图6－16C)。我国河北省昌黎县七里海沙坝泻湖体系属于稳定型的代表，该层序自下而上为：(1)下、中全新统海进期河床充填相的暗灰色粉砂质粘土层，具有河流多次改道的多旋回特征；(2)中、上全新统泻湖相灰色粘土质粉砂和砂层，广盐性有孔虫为主，优势度高，以及相应的沙坝砂层，沙坝砂层本身垂向上的海相性变化并不明显；(3)风砂层[D]广西省北海市的北沙沙坝泻湖体系也属于该型，但层序中显示了泻湖扩大，沙坝外移的记录。山东省日照县涛碓沙坝泻湖系列，反映出稳定型特征，该沙坝泻湖沉积厚3－5 m，下伏，在埋深7.8 m处突变成淡水沼泽陆相泥层，上覆，亦已演变成海积—冲积平原陆相层。说明在最大海侵时期以及海侵向海退转化时期于浅水近岸区发育了沙坝和泻湖。

四　分布的规律性和发育的阶段性

沙坝层序的形成和演化方式，实际上是一个沙坝成因的讨论。围绕沙坝成因的研讨已持续了近一个世纪，现在只能说是多成因的。不管什么成因，都是在海平面相对升降的背景下进行的。海面相对升降包含洋面升降(海水量的变化)，海岸构造升降和沉积率大小的互补关系。从这里出发可以解释我国沿岸各类沙坝泻湖体系的分布规律：

1. 陆架沉降区发育海侵型沙坝，朱永其等已有报导，目前已被海水作用成席状砂带，这是因为早全新世洋面上升速率远远大于沉积速率和地壳构造上升率，局部泥沙充余形成的沙坝也很快被埋于水下。

2. 新华夏构造体系隆起带内，如胶、辽半岛、广东和海南等地，中全新世里发育的沙坝泻湖体系，多为稳定型，某些物源丰富的岸段发育海退型。这是因为这里的构造缓慢上升，减弱了洋面上升的作用，最大海侵线与现代海岸线之间，距离较少，导致岸线较长时期的稳定位置，沙坝泻湖从被淹没前的陆相经沙坝泻湖相又发育成陆相。但若遇

D　李从先和陈刚，1969，沙坝—泻湖体系的地层分类。

到物源丰富岸段，亦会在岸外发育沙坝，并淤长成海退型沙坝。

3.新华夏沉降区以及大河河口地带，在早中全新世随着海面的上升发育海进型沙坝泻湖体系，这是因为这里虽然也有构造的下降但物源丰富，仍可以补偿洋面的快速上升，形成沙坝。但当河流来沙减弱的时期里，海水就淹没沙坝和泻湖。长江口北岸下全新统厚达5～10米的滨海到浅海相层覆盖于晚更新统陆相土层之上，中全新统为浅海相，分五夹层使海相性自下而上阶段性的发育，反映了海侵过程中的供砂变化。

图6—23　黄骅坳陷港中9～65＃微相剖面图

4. 中国近期发育的低矮窄小的所谓次一级新沙坝，几乎全部属于海进型的沙坝。这是因为近数十年世界洋面上升速率达0.12 cm／a （Cornity等，1982年对世界700个验潮站资料的总结）加之河流输沙严重短缺和人为因素，加剧了海面上升的作用。

当前有关沙坝泻湖体系各种模式图在国外已广泛引用，但却缺乏明确的地层识别标志，这也是当前若干湖盆油气勘探中少见沙坝砂体的道理，从而说明深入研讨全新世各类沙坝砂体层序规律的重要意义。湖盆地质历史时期里沙坝砂体的发育，也存在阶段性。一段时期沙坝繁荣，一段时期沙坝萧条，应当说是若干次湖进湖退地质事件影响的结果。在那些湖进中的短期湖退（或湖岸线稳定）时期里，可能是沙坝发育的繁荣期，道理已在上述有关沙坝地质事件的讨论中作了分析；同理，某些湖面持续上升时期，除个别浅水岸段可能发育海进型沙坝之外，大部分湖岸都不发育沙坝，成为湖盆内沙坝发育的萧条期。某一地区的地质历史中，必然因湖面变动和供沙变化而出现若干次沙坝发育繁荣期和萧条期。从而达到预测沙坝砂体的目的。我国黄骅坳陷的滩坝砂体就发育于大的湖进背景下的短期湖退时期。图6－23港中9－65井剖面[10]显示总体湖进的沉积序列，但其中也包含几次短期湖退，相应地发育了数期沙坝砂体。

第六节　总　结

砂质海岸带相互伴生的沙坝、泻湖、潮流通道、潮流三角洲和冲越扇等沉积单元总称为沙坝泻湖沉积体系。它们的发育、演化和消亡均以沙坝的淤蚀动态而转移。沙坝是破浪带波浪消能过程中的沉积体，它的发育和演化与海岸带的波浪类型、供沙多寡、水下坡度和海平面变化等环境参数有关。冰后期，海平面上升，在5－6Ka B.P.左右，海平面缓慢下降（或稳定），引起海岸水下坡剖面再造，泥沙运移量增多，迎来了沙坝发育的繁荣时期，在我国海岸上，形成了广泛分布的宽阔的“大沙坝”。如果把海平面变化称为全新世重要的地质事件，那么依海平面变化而转移的特定时期的特定沉积—沙坝，也应属于冰后期的一次事件沉积。此后，近1－2千年乃至近数百年形成的沙坝，一般狭窄低矮，发育缓慢，或被侵蚀掉，这是沙坝发育萧条期的产物。

老地层中的沙坝砂体是重要的油气储集层，在油气勘探上称为障壁岛岩性油气藏。地质时期湖盆中的湖水面相对升降，直接引起湖进和湖退。如同海平面升降一样，亦可以以湖水进退为线索来找寻湖泊沙坝发育的繁荣期，从而预测砂体。

本文还以较大的篇幅介绍和分析了国内外，特别是国内沙坝的沉积结构、沉积构造和几何形态等沉积特征，总结了当前沙坝的数种垂向沉积层序，可为全面识别障壁岛砂体提供依据。

海岸泻湖依沙坝遮蔽波浪而生存。我国海岸泻湖的种类繁多，分布广泛，是天然的水产养殖基地，个别深水泻湖尚可用作港口，一些极浅水泻湖多壁为良田和盐田，在沿海经济发展中起重要作用。本文从泻湖发育环境入手，分析了它的沉积特征和沉积规律，特别是联系沙坝的演化，总结了沙坝泻湖沉积层的垂向变化，将为进一步开发我国众多的海岸泻湖发挥作用。

主要参考文献

〔1〕 丹尼尔，A.B.，1974，砂岩地层圈闭勘探技术，石油工业出版社。

〔2〕 巴恩斯，R.S.K.，1980，海岸泻湖，海洋出版社。

〔3〕 弗里德曼，G.M.等，1978，沉积学原理，科学出版社。

〔4〕 刘仲衡等，1983，利用粒度参数分析石岛湾海岸泻湖的沉积环境，山东海洋学院学报，13(2)，81～92。

〔5〕 庄振业，鲞广生，1983，山东半岛海滩层理研究，山东海洋学院学报，13(1)，75～81。

〔6〕 庄振业，李从先，1989，山东半岛滨外坝砂体沉积特征，海洋学报，11〔4〕，470～480。

〔7〕 李从先等，1982，沙坝—泻湖海岸的沉积和发育，海洋地质研究，2(1)，47～56。

〔8〕 李从先等，1983，滦河废弃三角洲与沙坝—泻湖沉积体系，沉积学报1(2)，60～71。

〔9〕 李春初等，1986，奥西水东沙坝泻湖海岸体系的形成演化，科学通报20期，1579～1582。

〔10〕 武汉地质学院北京研究生院及大港油田，1987，黄骅坳陷等三系沉积相及沉积环境，地质出版社。

〔11〕 吴锦秀等，1986，山东半岛荣成湾海岸泻湖沉积环境的初步分析，海洋湖沼通报(2)，19～24。

〔12〕 赵喜涛，1980，渤海西岸的贝壳堤，科学通报25(6)。

〔13〕 符文侠，1986，辽宁滨岸沙坝—泻湖体系及其特征，海洋通报5(4)，38～43。

〔14〕 谢帕德，F.P.，1973，海底地质学，科学出版社。

〔15〕 蔡爱智，1981，渤海湾贝壳堤成因初步研究，海洋科学集刊，18，117～132。

〔16〕 Boothroyd, j. C. et. al., 1985, Geology of microtidal coastal lagoons: Rhode island, Marine Geology, 63(1985): 35～76.

〔17〕 Cromwell, J. E., 1971, Barrier Coast Distribution: A world—wide survey, in "Barrier Island", 1975, 407～408.

〔18〕 Fars, R. W. and carson, B., 1988, Short—term deposition and long—term accumulation of lagoonal sediment, Great sound, New Jersey, Marine Geology. 82(1988): 97～113.

〔19〕 Fitygerald, D. M. and Nummedal, D., 1983, Response Charaeteristics of an ebb—dominated tidal inlet channel. Jour. Sed. Petral., 53: 833～845.

〔20〕 Glaeser, J. D., 1978, Global distribution of barrier islands in terms of teconic setting. Jour. Geol. 86, : 283～298.

〔21〕 Hayes, M. O., 1980, General morphology and sediment Patterns in tidal inlet: sed. Geol., 25: 139～156.

〔22〕 Hubbard, D. K., et. al., 1979, The role of waves and tidal currents in the development of tidal—inlet sedimentary structures and sand bady geometry: examples from North carolina, south carolina and Gelrgia, Jour. sed. Petrol., 49: 1073～1092.

〔23〕 Leatherman, S. P., 1983, Barrier dynamics and landward migration with Holocene Sea—lebel rise, Nature, 301(5899): 415～418.

〔24〕 Leontyev, O. K. and Nikiforov, 1965, Reasons for the world—wide occurrenee of Barrier beaches, in "Barrier Island", 1975, P. 162～169.

〔25〕 Morang, A. and Mcmaster, R. L., 1980, Nearshore bedform Patterns along Rhode Island from sid—scan sonar surveys. Jour. Sed. Petrol., 50: 831～840.

〔26〕 Moslow, T. F., 1985, recognition and characteriyation of Holocene tidal inlet Sequences. Marine Geology, 63(1985): 129～151.

〔27〕 Nidhols,M. M. ,1989,Sediment accumulation rates and relative Sea—level rise in Lagoons, Mar. Geol. ,88(1989): 201～219.

〔28〕 Oertel,G. F. ,1985,The Barrier island System,Marine Geology・63(1985): 1～18.

〔29〕 Penland,S. et. al. ,1985,Barrier Island Arcs along abandoned Mississippi river deltas,Marine Geology,63(1985): 197～233.

〔30〕 Reineck,H. E. ,Singh,L. B. ,1980,Depositional Sedimentary environments second,Revised and updated edition springer—verlg Berlin. Heidelberg. New york.

〔31〕 Ren Mei—e,1985,Modern sedimentation in coastal and nearshore yone of china,China Ocean Press and springer—Verlag.

〔32〕 Scholle,P. A. and spearing,D. ,1982,Sandstone Depositional environments. A. A. P. G. 10;

〔33〕 Shuisky,y. D. ,1989,Approaches to the study of cheniers along the coastline of the soviet union,Mar. Geol. ,90(4): 289～296.

〔34〕 Thom,B. G. ,1983,Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in Southeast Australia. Marine Geology. 56:137～158.

〔35〕 Wang ying and Xiankum Ke,1989,cheniers on the east coastal plain of china. Mar・Geol. ,90(4): 321～336.

〔36〕 Yan Qinshang,et. al. 1989,Holocene Cheniers in the yangtye delta,china,Mar・Geol. 90(4): 337～344.

（庄振业）

第七章　近岸带及陆架动力沉积作用

近岸带及陆架区是海洋开发的集中地带，研究程度也高。近年兴起的沉积动力学对解决本地带开发环境、工程地质条件和污染防治等问题有重要作用。本章将以沉积动力学为理论基础，阐明近岸带和陆架区的典型动力沉积作用特征。

第一节　引言

近二十年来，国际上出现了一个新的分支学科——沉积动力学(sediment dynamics)，但就其主要研究内容看来，称之为动力沉积学(dynamic sedimentology)更恰当；国外亦有学者这样称呼(如Coleman等，1981)。动力沉积学是从动态和定量的观点来研究沉积物的沉积过程的地学分支。动力沉积学是近年发展起来的国际上最为活跃的前沿学科之一，标志着海洋沉积学发展的新阶段，将促进沉积理论向动态和定量方向发展。迄今，动力沉积学主要侧重于研究海底边界层(BBL)附近(通常系指海底以下10m深度内)所发生的各种作用。这些作用包括：(1)海洋物理过程，各种物理海洋学参数对泥沙搬运、扩散、再悬浮、再分布的影响以及粘性和非粘性沉积物在不同类型流的作用下起动和迁移的参数；(2)不同动力和物源供应状况的陆架的泥沙收支情况；(3)海洋化学过程，着重搞清各种界面(包括海水—河水、间隙水—海水、水—泥、间隙水—颗粒、水—生物)之间的溶解物与颗粒物的通量；(4)海洋生物过程，包括生物扰动、分选、底栖生物和细菌活动对沉积物的影响(如生物产物及其遗体对沉积物组成及氧化还原界面的影响)。

动力沉积学是以现代科学技术为基础，因此常使用一些自记、连续观测、遥控遥测仪器，主要包括以下几方面：

1. 海洋水文要素观测仪器和设备　　为观测底部边界层的水运动状况和流体的长期运动和剪切力而采用一些专门设备，如SDS(Sedimentary Dynamic System,沉积动力观测系统)。SDS是一种连续自记测量系统，安装有海流计、浊度仪、海底照相机、无菌采水袋、声学释放器和微处理机等，可同步观测某些地质现象与现场水文要素的关系；另外还有海底立体摄影机，可观测小范围的底形；海底沉积物界面摄影机，可观测底栖生物活动；一些研究浅海环境泥沙悬浮过程的新仪器，可连续测量流速、水深和悬浮泥沙的浓度剖面。

2. 地球物理探测设备　　包括高精度侧扫声纳、浅地层剖面仪及单响地震仪(可观测约400m深的剖面)。通过这些手段能研究海底微地貌形态、底形以及底质运动、变形(滑塌、底辟)等的各种表现。另外，还广泛采用航照、卫星遥感资料以解释中期动力沉积作用过程。

3. 改进的取样装备　　如箱式取样器、凯斯顿(Kasten)取样管及其它设备。通过箱

式取样器可以采取底层水、间隙水、底栖生物样、沉积构造样及常规底质样，而且这些样品是在相同条件下采集，便于相互印证。

动力沉积学在理论和实践上均具有重要意义：(1)将引起沉积学理论的飞跃。古泥沙搬运体系是沉积学的中心课题之一，而动力沉积学的任务就是监测近岸及陆架沉积作用的时空特征和系统地收集搬运过程的时间系列资料，这些将为解决泥沙搬运及其过程中产生的沉积构造提供系列信息，为建立古沉积模式提供现代样本。(2)对海洋环境的污染及其防治有重要意义，世界工业废物最终将进入海洋，因此，必须了解它们进入海洋的过程、随后的行为、在海洋中的积累状况和在沉积物中的积累速率等。(3)海底沉积物在外力扰动下，特别是由于流场的变化所引起的侵蚀、迁移、再分配等过程；通过对泥沙散布体系的观测，可提高对上述过程的预测能力，从而为海底工程、港口建设服务；(4)海洋工程建设要求对工程地质环境有更精确的认识，动力沉积学的一个重要方面就是了解底质不稳定性，并通过对其形成机制及分布规律的认识提出地质灾害方面的预测，服务于石油平台的选址，海底电缆及油管铺设及声纳阵列的布设等。

一 研究现状

迄今已进行过多次双边或多边国际动力沉积学合作调查。最早的是1973—1978年在澳大利亚西港湾进行的美澳合作调查——《西港湾环境研究》。该课题内容广泛，涉及陆域和海域的物理、化学、生物和地质过程；沉积学方面包括：海岸过程、岛屿形态及其演化等，并着重于解决地貌形态与泥沙分布、底流与泥沙运动等问题。本课题结束后的论文专集载于《海洋地质》杂志上。

1976年建立SANDS*小组，其成员为世界各地跨学科的科学家，在各种国际性学术会议上由其成员主持了有关课题的讨论会，以促进沉积动力学成果的交流。该小组于1981年出版了《大陆架沉积动力学》论文集(Nittrouer,1981)，选择有代表性的论文19篇，较全面地讨论了有关的问题。

沉积动力学作为洋盆沉积过程的四大课题之一列入了美国《八十年代海洋研究计划》。沉积动力学与物质通量、成岩作用均彼此关联。当时本课题的目标是搞清BBL所发生的作用，为海底工程，矿物资源开发和环境保护服务。

《海洋地质》杂志于1981年登载有河口—陆架相互关系专集。河—海相遇的地带是河海间物质和能量交换的动力扩散带。该专集重点讨论了三个问题：(1)河口陆架地带的环流过程；(2)由于泥沙的输入、搬运和输出在河口陆架地带所形成的耦合和响应，以及所引起的形态变化；(3)有机质的循环和转化过程。河口陆架体系是沉积学家、海洋学家注视的课题，因为此区是海面变化和泥沙供给速率的改变而能引起海侵和海退的典型地段。

1985年《海洋地质》杂志发表了障壁岛(亦称堡岛)系统的系列论文。按障壁系统的六个自然要素——障壁后泻湖、进潮口及潮流三角洲、障壁岛、障壁平台及滨面，分章讨论了每一要素的动力地貌、沉积演化及毗邻环境的影响。并详述了各要素与障壁岛的地貌、沉积和地层学的关系。系统中各要素的地层关系是再造古地理环境的有力工具，因

---

* SANDS—Shelf And Nearshore Dynamics of Sedimentation，即陆架和近岸沉积动力学。

此将对研究岩石中类似系统有重要意义。

我国进行沉积动力学调查始于1980年6月的中美长江口海洋沉积合作调查。该调查的目的在于阐明长江输出物对邻近陆架的影响，研究河口及陆架的发育历史、演变趋势，从而为长江口航道的选择及海底工程建设提供基础资料。该调查是多学科交叉、除常规项目外，还布设了SDS。调查的主要结论有：

1. 长江口及邻近陆架的现代沉积作用是在复杂多变的动力条件下进行的，主要的动力营力有：径流、潮流、风浪、暴风浪和环流。

2. 长江输沙是东海沉积的主要现代物源，所供给的水体：颗粒物：溶解物＝4400：2.4：1。长江入海物质的浓度由河口向外迅速降低。长江口有一高沉积速率区，向南扩展为沿岸流泥质沉积区。

3. 底层物质的搬运是活跃的，沉积方式有悬浮质沉积、再悬浮物沉积、推移质沉积、生物及化学沉积。在弱沉积区以物理沉积作用为主，又以潮流和暴风浪所起的作用最显著。生物沉积作用范围广泛。

1983—1984年中美南黄海联合调查是由中科院海洋研究所与美国伍兹霍尔海洋研究所联合进行的，对南黄海进行了海洋水文、地球物理、悬浮体和底质的综合调查。

1985—1987年青岛海洋大学与美国俄勒岗大学合作进行了为期三年的“中美渤海中南部及黄河口海域沉积动力学研究”。这是继长江口沉积过程合作调查之后的又一次河口沉积动力学的联合调查。该调查为全面开发利用黄河口及渤海的资源、进行各种海洋工程建设、评价海底稳定性、灾害地质及防治污染等提供了重要科学依据。

二　发展方向

当前在陆架沉积动力学研究中，侧重于砂质陆架的风暴沉积作用。随着事件沉积学的兴起，风暴动力沉积作用日益引起重视，目前着重于开发和现场验证有关风暴—海流—泥沙迁移模式。此项研究对解释古风暴岩的沉积相有重要意义，而风暴砂岩是石油的良好储集层。对泥质陆架则着重研究淤泥迁移时的聚集特性及结构，凝聚力及所形成的抗蚀性，沉积后的特性及对块体运动的阻力。

随着国际上对全球环境变化的认识，而提出了一些联合研究此变化的国际合作计划。与沉积动力学密切相关的是联合全球海洋通量研究(JGOFS)。该项计划的目的是了解海洋生物化学循环和收支平衡，查明控制全球化学和生物动力学的因素。本计划是作为国际岩石圈生物圈计划(IGBP)的一部分，1984年曾出版过论文集。这是当前沉积动力学的重要发展方向之一。

深海动力沉积学主要对深海泥沙迁移和底形开展调查研究，目的是提高对深海侵蚀、沉积物迁移和沉积速率的预测能力。解决这些问题的途径是研究深海底形的性质、内部结构、成因，以及生物扰动对底形塑造的影响。

第二节　近岸带动力沉积作用

近岸带(或称海岸带)是海洋开发最活跃的地带，海洋资源利用和海洋工程建设大都

在此范围内进行。海洋工程学家、海洋地质学家、地貌学家和海岸动力学家在近岸带进行了大量的研究。此地带自然条件复杂，风暴潮、巨浪、激流等动力因素强劲多变，岬湾险滩、陡崖岛屿等地貌条件变化多端，使该带冲淤剧烈，泥沙运移频繁。动力沉积作用的研究，对此地带演变趋势的预测、海洋工程的布设、护岸保滩及防潮防台均有重要意义。

一　近岸带的类型

近岸带（或称海岸带、沿岸带）向陆延伸到海水作用的最高边界（即岸线），向海延伸到表面波几乎不能搬运泥沙的深度（通常为10—12 m深）。

近岸带的地貌形态主要决定于潮差和浪能，因此可将其划分为潮控和浪控两大类。但是影响因素除浪能和潮差外，还有海岸形态、进潮量、泥沙可获量和河流输沙量等。按潮能和浪能划分近岸带时，也不能仅根据孤立的一项因素，而应综合考虑两者的相对强度。相对强度稍有变化即可引起近岸带特征的巨大改变。据潮能（潮差）和浪能（年平均波高）的相对关系可将近岸带划分为五种类型（图7—1）：(1) 潮控近岸带；(2) 潮控低能近岸带；(3) 浪潮控（混合能）近岸带；(4) 潮浪控（混合能）近岸带；(5) 浪控近岸带。

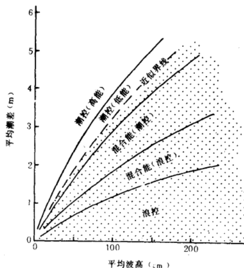


图7—1　潮差和波高与近岸带类型关系(Davis,1984)

1. 潮控近岸带

近岸带潮差有很大差异，一些地区的潮差几可忽略，而另一些地区可超过15 m。潮控近岸带出现在中（2—4 m）至高（>4 m）潮差且浪能较低的区域（图7—2）。

低能潮控近岸带属中潮差，主要地貌单元为潮坪，潮流三角洲较发育，进潮口较密集（表7—1）。高能潮控近岸带为高潮差，特征地貌单元为潮流沙脊及宽阔的潮坪。

表7—1　海岸带按潮差的分类

类　型	潮　差(m)		类　型	特　征　地　貌　单　元
	三分法	五分法		
弱　潮	<2	<1	弱　潮	以海湾、泻湖和障壁系统为主，潮坪及其附属部分不发育，进潮口稀疏。
中　潮	2—4	1—2	低中潮	进潮口较为密集，潮流三角洲甚是发育，潮坪亦较常见。
		2—3.5	高中潮	
强　潮	>4	3.5—5	低强潮	主要发育潮坪、潮流沙脊。
		>5	高强潮	

图7—2　近岸带地貌形态的变化为潮差和浪能的函数(Hayes,1976)

潮控近岸带可根据潮流入侵的频率而划分为平行岸线的三带(图7—3)：(1)潮上带，仅被大潮所浸漫，常为盐沼区；(2)潮坪(潮滩)或潮间带，在每一潮周期内至少短期的淹没；(3)潮下带，总是处于被淹没状态。潮坪又可分为高潮坪、中潮坪和低潮坪。潮坪物质由低潮线向岸变细。

潮上带位于平均高潮线以上，仅在大潮时被淹没。在温带，此带生长了耐盐草，有效地阻留了沉积物。沉积物主要由纹层状的泥组成，但原生沉积物构造常受到植物根和钻孔生物的破坏。干燥区潮上带常

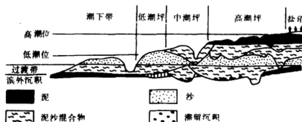


图7—3　潮坪沉积物分带(Reineck,1980)

被蓝藻覆盖，大型植物很少。原生沉积构造多为泥裂及盐类晶体的生长所破坏。

高潮坪只在高潮时被短时间淹没，此时潮流流速很低，以悬浮沉积作用为主导。通常，沉积物由粉砂和粘土的互层组成。但在较开阔的近岸带也可受到浪能的显著作用，使高潮坪的下部出现具沙纹层理构造的砂、粉砂、高潮坪受到钻孔生物的广泛作用，使原生沉积构造大部被破坏。中潮坪在每个潮周期内约有一半的时间被淹没，因此发生床沙、悬浮搬运和沉积作用。砂、泥交互所组成的透镜状、脉状、波状层理即是此种过程的反映。中潮坪中常存在暴露构造，泥质沉积中有泥裂、皱痕，砂质沉积中出现平顶波痕、干涉波痕及细流痕。但是，由于内栖动物的活动，使原生沉积构造仅少量残留。低潮坪在每个潮周期大部分时间内被淹没，受到潮流推移搬运及波浪作用的时间也最长，沉积物主要由砂组成，具有大型底形。斜层理的前积层具有双向性，既可以平行落潮流流向为主，也可以平行涨潮流流向为主。低潮坪上，潮沟可汇聚成潮道(tidal channel)。潮道可切割至低潮线以下，在低潮时也不暴露，形成潮溪(tidal creek)。潮道底部的滞留沉积可形成大型斜层理，向上可加积具小型斜层理的细砂。生物扰动构造微弱。

有些近岸带由潮坪向海过渡为泥质潮下带(外滨带)；有些过渡为砂质潮下带。砂质潮下带主要由移动的砂体和潮道沉积组成，并可从潮间带向海延展。

2. 浪控近岸带

浪控近岸带(或称海滩)是指波浪作用可对输入沉积物进行显著改造，但尚不足以将之运走，而潮汐效应又被浪能所掩盖的区域。典型的浪控海岸特征的是发育充分的海滩，如存在障壁岛，则为延长且平直的海滩。此类海岸一般具有平行岸线的延长砂体，主要地貌单元包括沿岸坝、障壁岛、海滨平原及浪控三角洲等(图7－4)。

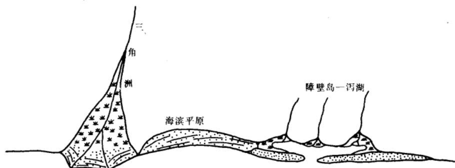


图7－4　浪控近岸带的主要类型(Fraser, 1989)

(1) 波浪

近年来的研究表明，在紧靠岸线的滩面上，主要波浪运动不具有入射波的典型频率。在陡的滩面、次谐入射波上冲时显示出颇大能量；而平缓滩面上次谐波频率显著降低，且与入射波无明显关系。然而，低频运动的振幅与入射波的大小密切相关。低频运动的振幅随入射波波高的增加呈直线增大。对于小的入射波而言，岸线附近入射波振幅随破波的波高增大而增加，但当ε为一小值时入射波振幅为常数值，ε的表达式如下：

$$\varepsilon=\frac{H\sigma^2}{2g\beta^2} \tag{7-1}$$

式中H为波高，σ为单波波频，β为滩面坡度，ε为一重要无量纲参数，可表示海岸带系统的许多特征(包括破波类型)。当ε较大时，岸线附近入射波振幅与滨外波况无关，此时入射波一般大到足以破碎。

在激浪带以外的区域曾记录到低频波的存在。入射波频率的“拍”与其波群有关。将频率由30秒至几分钟的所有运动称为“破波拍”(surt beat)。与此种运动有关的波长和多条大型沙坝的间距一致。这种波不仅波长大，且振幅低。

此种低频运动在激浪带占优势。在极端条件下这种优势增加，绝大部分活动泥沙将发生搬运。此种低频运动相对其他运动来说其量并不小。低频运动的轨道速度和入射波产生的流及波生近岸环流为同一级别，通常约1 ms^{-1}.这对总速度场有重大贡献。

根据波频(σ)和沿岸波数(λ)划分了与低频运动有关波的主要类型(图7－5)。实线表示一组边缘波的模数。此种波的振幅在岸线附近最大，向海消失。这种被岸线陷没的波也称陷波。其解可由以下的频散关系式求得：

$$\sigma^2=g\lambda\sin(2n+1)\beta,\quad n=0,1,2\cdots\cdots \tag{7-2}$$

式中n为波的模数。当$(2n+1)\beta>\frac{\pi}{2}$时则无解，这种波可波及到深水，称为“泄漏”型波。

大部分的长波运动呈行进边缘波的形式存在，虽然还可呈强制波、边缘驻波、自由波等形式。此种波的频率与破波拍相近。边缘波模数间距离决定于σ、λ两值，不符合上述频散关系式。强制波的响应程度比自由波的弱。与自由波有关的响应是“共振”性的。还有一组强制波，不符合向岸－向海自由波所需要的频散关系。这些波的频率和波数均不能满足表面

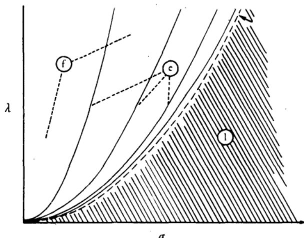


图7－5　波频(δ)和沿岸波数(λ)间的频散关系(A. J. Bowen等，1984)
β(海滩坡度)＝0.12，n—边缘波(e)的模数，l—泄漏型波区，f—强制型波区

重力波的标准条件。近岸波况中泄漏波和边缘波均是低频运动的重要组分。其他形式的运动，如入射波群驱动的强制波也对能量有贡献。

(2) 动力分带

近岸带一般被高潮线、低潮线和破波带划分为三段(图7－6)：(1) 后滨，位于最大高潮线与平均高潮线之间；(2) 前滨(或称滩面)，位于平均高潮线和低潮线之间；(3) 滨面(或称临滨)，从低潮线延至陆架内缘。

浪控近岸带的形态及沉积作用受波浪所控制。由于波浪破碎所产生的动力效应，使在浪控近岸带横向方向上由海向岸依次出现破波带、激浪带和冲洗带。

深水波浪进入浅水区后，床面的摩擦阻力使波浪的轨道速度变得不对称，底部的波速较表面的小，于是波陡渐加大，波浪变得不稳定而发生破碎。波浪破碎后转变为向岸的涌水。轨道速度的不对称性在激浪带特别明显，床面剪切力大到足以搬运粗砂，搬运方向主要为向岸。大多数波浪与岸线斜交入射，在本带形成沿岸流，使泥砂平行海岸搬运。回流会聚形成裂流，将泥砂向海搬运。激浪带的外边界取决于波况，但通常不超过1－2 m深。

在最靠近海岸的冲洗带，快速冲流可冲上滩面，产生向岸动量的最后传递。冲流在波浪爬升的极限区作短暂停留后，沿滩面下流成为弱的底流回流至滨面。

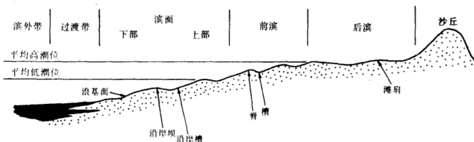


图7－6 浪控近岸带剖面

激浪带以外的上滨面，在轨道速度不对称性的影响下，泥砂亦向岸搬运，但搬运量要比激浪带弱1－2个数量级。本带的泥砂可由浅水波从滨外搬运来，但主要是来自裂流中沉降的颗粒。上滨面向海延伸至5 m深处，与激浪带一起构成封闭系统，使砂连续循环。

在下滨面波浪轨道速度虽近于对称，但波浪和风生流的共同作用可使泥砂向陆爬升，沿岸流倾向于加强波浪轨道运动的向岸分量，且使向海分量减弱，造成泥沙的净向岸搬运。下滨面也可看作是内滨(包括激浪带和上滨面，以表层与底部边界层相互摩擦作用为主)和产生地转流的内陆架之间的过渡带。

上滨面和激浪带几乎全由具各种层理构造的砂组成，反映了暴风浪、正常天气波浪、潮流和生物过程的相互作用。冲洗带产出向海倾斜的平行纹层，由逆粒序层偶和重矿物层组成。这些层在长距离内似乎互相平行，但仔细观察可发现存在着低角度不整合，垂直或平行岸线，是由于波浪强度和打击角度的变化所造成。

上滨面地形多以存在一至多条平行岸线的沙坝为特征。沙坝由交互的沙纹交错层及板状层理组成，反映了正常天气阶段底床剪切力的波动。板状层理在向海坡上以低角度向海倾，在向陆坡上向陆倾；而沙纹层理则倾向岸。

沙坝间的沟槽(凹槽)会聚了沿岸流。高浪能期沿岸流可搬运砂，形成小至中型底形。低浪能期向岸的浪生流可超过沿岸迁移，而形成穿越沟槽的向岸倾的沙纹层理。

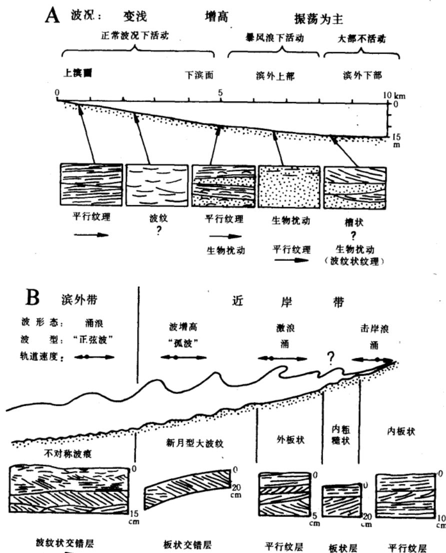


图7—7 沿低浪能(A)和高浪能(B)海岸带的层理变化(Fraser, 1989)

较深水沙坝可近于连续，而较浅的坝多被裂流通道所切割。各种情况下，通道中的回流可向海搬运，形成大型底形。

坡度较大的海滩受到高浪能的作用，生物扰动较弱。无沙坝的海岸带由于向岸涌水的作用，泥砂亦主要向岸搬运(图7－7)。不对称的沙纹向岸过渡为新月形大沙纹，亦具向岸倾的前积层。坡度较小的海滩浪能较弱，虽前滨被具沙纹层理及板状层理的沙层覆盖，但沉积物往往受到滤食性动物的强烈扰动。

浪控海岸带也可受到显著的潮汐影响，因此前滨很发育。前滨表面受到暴露、冲洗和涌水的交替作用，在中潮海岸带，前滨所受的波浪作用减小，系因波浪作用时间缩短之故。

低坡度海滩的前滨，滩脊(即沙坝)—沟槽系统(ridge and runnel system)是重要的地貌特征。暴风浪阶段前滨被夷平，但在正常天气时形成滩脊并向岸迁移。低潮时滩脊暴露，涨潮时滩脊向海坡向岸推进形成为滩面。冲洗作用又使之形成向海缓倾的平行纹层。波浪在滩脊顶部破碎，砂被搬运过顶，沉积成向陆倾的高角度前积层，并向滩脊向陆侧的沟槽内推进。

地壳的升降和海面的波动对海岸演变有深刻影响，特别是第四纪以来的新构造运动。临近我国山地的海岸带以抬升为主，而平原区的海岸带则以下沉为主。海面波动主要受大陆冰川变化的影响，玉木冰期时世界海面降低了30－200 m，我国东海下降了150 m以上。冰期后海面回升，最高时比现在海面要高5－6 m。这些均造成海岸发生相对垂直运动——沉溺或上升。另外，潮、浪、流等动力作用也使海岸带发生淤进(progradation)和蚀退(retrogradation)。堆积体的迁移，也是海岸带形态演变的重要原因。这些均是沿岸带动力沉积学研究的重要内容。

二　作为大型动态系统的近岸带

近岸带是复杂的大型动态系统，也可看作是由在形态、分布格局方面不同，而又相互制约的分系统(component systems)组成。每个分系统又都由一至几个子系统组成，且由一组相互作用的单元及其间的关联所构成。“关联”(relationship)包括系统结构和过程两方面。结构是系统内各要素的组织形式和相互关系，即涉及到各子系统的空间和时间排列；而过程则与系统的物质、能量及最终功能的变化有关。

1. 系统方法

系统方法把近岸带系统作为一个整体进行定量分析和描述，以便搞清各部分的相互作用和关系。由于近岸带系统太大，因此传统的模拟和分析均不能正确地认识其整体功能和属性，必须将其分割、解离为许多单元或小系统即约化。但这样做必须注意，大系统被分解为分系统后将引起整体性方面的问题。整体性就是在研究单个分系统前集中研究系统的全体和协合性特征。整体性思维认为复杂事物不可简化，一个系统必须视为不可分割的整体。因此，整体论可提供有关海洋系统的整体、功能、层次、依存、自持性及自变性等方面特性。显然，整体方法可为整个近岸带超系统提供综合而完整的景观。另一方面，约化论将复杂情况简化，由各分系统来预测系统的性质，从而也可认识控制近岸带大系统的基本要素和构成部分的特性；分系统的特性也可以结合成整体，可决定整体系统的关联和动态。

2. 近岸带大系统的特征

系统方法是正确认识海岸系统如何运行的可靠工具、它从结构、功能、整体性、状态、过程和平衡条件的角度来分析近岸带及其分系统。大系统可以是封闭或开放的。如从功能角度看，浪控近岸带(海滩)大系统属于开放系统，从结构上看则属于过程响应系统。任何近岸带系统均可从形态性质、地质性质及沉积物特征方面来描述；影响海滩形态的过程包括风、浪、潮、流和海面波动。

海滩系统为具有自调整功能的开放系统，为保持稳态系统必须具有自调整能力。自调整是由负反馈机制来实现，因外部条件变化所产生的效应减弱。系统状态的波动是由系统中能量的大小和分布的变化以及引起系统过程发生时间滞后的能量和质量的储存所导致。这些变化使开放系统的研究复杂化，将面临一连串不确定的暂时状态，展现出循环的或周期的属性特征。近岸带系统长期监测可获得肯定的结论，确定系统是在正反馈或负反馈影响下，或是两者的共同影响下。如近岸带系统不受人类的干扰以及没有与过程响应系统有关的非稳性因素的影响，则它将向稳态动力平衡方向运动，在此条件下研究者可获得用于海岸带管理的模型。如果此种模型用于具有非稳态暂时特征的近岸带系统，或用于受人为控制机制影响的近岸带，则必须作出适当的校正和调整。

3. 黑箱法

可以应用黑箱(黑匣子)法来研究岸线系统，即将过程的子系统当作是未知的，将先前的岸线形态作为黑箱的输入，现存形态作为输出。当作出一系列这类分析后，就可能以最小花费来阐明岸线系统的时空属性，并可将此法的某些要素输入海滩过程响应模型。

海滩是典型的开放过程响应系统。开放系统中物质和能量均可穿过边界进入或输出系统，意谓着此系统经常受到相邻系统中运行过程的影响。过程响应系统是指涉及形态系统(称响应系统)与一个或多个控制物质和能量流动格局的级联(cascading)系统(或过程系统)之间相关和连结的系统。如过程系统是以稳定时间属性为特征，则天然过程响应系统趋向于自调整，向稳态动力平衡方向发展。所谓稳定时间属性模式是长期运转的过程系统中无输出、输入的趋势。稳定是指变量随时间发生恒量变化。如时间系列是不稳定的则系统发生变化，动态平衡不能保持，直至系统重新稳定。如过程系统是稳定的，则形态系统中物质和能量输入、输出速率相等。此种系统中将伴随负反馈机制。负反馈机制涉及到外部变量将引起一系列变化，这些变化对原始变量的效果起阻尼和稳定作用。负反馈关系的存在促进了系统内的自调整，最终导致稳态动力平衡。这种过程还可被所谓的“二次响应”所复杂化。二次响应能导致系统发生缓慢的长期变化。

海滩和其他过程响应系统一样倾向于通过负反馈机制的发展来促使系统移向动力平衡态，而人类完成的许多控制系统则起着正反馈的作用。正反馈机制或系统是指外源变量可以引起加速或放大原给量效应的机制。正反馈在某些情况下可导致系统的自破坏。在海滩系统中建造考虑不周的工程即具有这种效果，最终导致海滩侵蚀加速和其他不可预测的效果。

海滩的发育既决定于来自沿岸迁移和正常天气波浪作用带来的泥沙入流，也与沿岸迁移和暴风浪作用引起的泥沙带出有关。如泥沙流入速率与流出速率相等，则海滩将发育成与环境处于稳态动力平衡的形态。如在沿岸泥沙流的上方建造丁坝，将中断沿岸泥

沙流的来源，使动力平衡状态被破坏，导致海滩加速侵蚀。

海面长期持续变化也是中断海滩过程响应系统的重要因素。如海面持续升高，过程将不稳定，这有碍于建立长期动力平衡。如海面升降速率缓慢，则有利于建立短期准稳定平衡态。

三 近岸带系统模型

近岸带复杂系统可应用模型来说明其结构、组织和功能。模型是原型的模拟和逼近，并不是真实的，但更能代表真实。根据其复杂程度，可将模型分为异质同态和异质同构。异质同态模型是真实的简化和不完整表达；而异质同构模型则在模型要素与所表示的实体要素间一对一地相对应，因此能精确地表示要素间的关联和相互影响。虽然，模型仅是系统的抽象和简化，但对于实体的简化、约化、试验、解释、预测和联络等方面很有用。

模型可以按不同特征进行分类。在地质学及有关学科中应用最广的是物理和数学模型。近岸带进行的地质过程可采用波浪槽等物理模型，影响近岸带环境的地质过程可用地质响应模型来研究，而将过程和响应结合到单一模型中则构成过程响应模型，可用来预测不同条件下岸线的属性。当过程响应模型被设计用于计算机，则所开发的模拟模型可以引入反馈环链。

1. 物理模型

当模型的表达方式是物理的和有形的，模型要素是由物质或硬件组成，则该模型称为物理模型；它包括图象模型、硬件缩尺模型和模拟计算模型等。物理模型是其原型的简化表象，执行着与原型相同的功能，只是经过成比例地缩放，即在空间、物质性质和时间上均可缩放。缩尺模型可近似地模仿真实环境的某一地段，因此，很适合于近岸带系统的研究。

物理模型的主要目的是：(1) 寻求对尚不能描述和理解的现象的定量说明；(2) 检验(或反证)某种理论结果的测量值；(3) 采集复杂得现尚不能使用理论方法解释的现象的测量值。虽然物理模型对取得近岸带系统的资料和理解各种相互作用是有用的，但尚不能精确描述所有的水动力和沉积过程。物理模型尚不能复制近岸带系统的所有方面，特别是在规模和历时上均不可预测的许多实体和属性所控制的方面。因此，对物理模型所获得的结果必须检验和确证。

2. 数字模型

另一类模型属于理论、符号、概念或思维模型。它们复杂的程度不同。由于数学模型的概括性，多面性和适应性，因此在近岸带系统研究中应用广泛。近岸带系统中数学模型的类型决定于模型的资料、参数、数学关系、求解方法、时间相关属性和结构等差异。应用最广的数学模型包括：

(1) 静态或动态模型

静态模型处理不随时间而变化的系统属性。静态模型独立于时间存在，仅能展现系统处于平衡时的属性。动态模型是研究不断变化的自然系统的概念，因此依时而变，可以用于研究近岸带系统因时间而变的属性。

(2) 分块参数或分布参数模型

分块参数模型在空间上是零维的，因此模拟的关联与空间位置无关。分块参数模型中假定所考虑的系统具有均一的条件。在分布参数模型中，一或几个自变量表示空间位置，而应变量或其他模型相关系数则决定于其空间位置。由于分布参数模型考虑其空间变异，因此是研究近岸带系统的有用工具。

(3)连续和离散模型

模型是连续的还是离散的，决定于模型中如何处理时间变量。虽然总体不是绝对的离散或连续系统，但通常以一种类型为主，因此可把某系统分为离散的或连续的。连续模型是系统状态在连续时间内因时间而发生连续变化。连续系统模型意味着一组确定微分方程或随机微分方程求解。

离散模型可分为离散时间系统模型和离散事件模型。离散时间系统模型中，系统状态的变化发生在不连续时间内。海岸侵蚀过程可模型化为连续过程，但其变化是呈许多不连续的阶段。

(4)分析或数字模型

分析和数字模型可应用模型求解的方法来求导。应用分析技术意味着用数学理论的演绎推理为模型求解。由于海岸系统中有几十至几百个非线性方程需要同时求解，因此分析模型对海岸系统的应用价值有限。由于仅有少数方程可得解，所以大多数分析模型均局限于系统状态的描述。

数字模型可解决线性和非线性问题。为原始模型列方程式决定了数字模型的类型。如近岸带波特性模型可解决非线性浅水波问题。为模型方程求解，必须应用包括计算程序的数值法。数值法使复杂方程求解的计算简便，因此，数字模型可成功地应用于研究近岸带系统的各个方面。

(5)确定和随机模型

海岸系统既可是确定系统，也可用随机系统。确定系统是指系统的新状态完全决定于先前的状态及其活动。确定模型中，输出仅决定于输入。确定数字模型是以自变量和应变量(即原因与结果)间可预测的关系为基础，由一组特殊数学断定组成，经常是用极大和极小的计算求解。确定模型不包含随机变量，因此，不太适合于探查由随机过程控制的近岸带系统的属性。为预测海岸过程，确定模型应与实验室的试验相结合，后者可使一项参数随时间而变，其他参数均保持恒定。确定模型的主要缺点是缺乏与运用经验数据设计的各种模型相比较的可靠方法。

随机过程是指真实世界中某些可能的物理过程，其结构中包含一些随机要素。考虑到随机系统具有随机性，因此，必须应用随机过程理论来解释复杂系统的属性。随机模型是指其中含有一或多个随机状态变量，其值与概率分布相一致。概率分布或随时间而变，或保持常定。

随机过程处理按概率规律发展的系统，因此可用来研究与近岸随机过程有关的近岸带系统，以及有随机分量的大部分地质过程。地球物理的随机模型对研究近岸带系统特别有用：

(Ⅰ)近岸带系统具有大量的相互作用分量，不能单独描述，必须将所有分量作统计堆集，因此这些相互作用可看作随机模型。

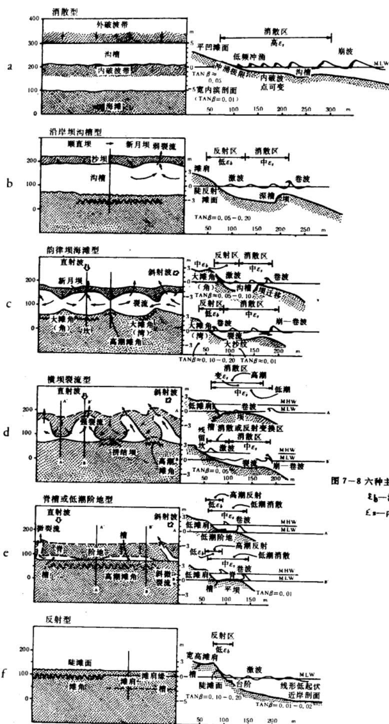


图 7—8 六种主要海滩动态的特征
ε_b—滩面破波比例参数
ε_s—内滨破波比例参数

(Ⅱ)控制系统的外部条件除用概率项外不能限定，因此系统的属性必须看作是随机的。

(Ⅲ)对系统的原始状态经常知之不详。在这种情况下研究者可以决定采用那些依时而变的属性。应用随机格架比采用总体因素更为可取。应用随机模型研究海岸系统的理由是概率方法具有解决尚属未知问题的优点。

(6)最优化和模拟模型

最优化模型对研究大型系统是有用的。最优化模型可发现有关的解释，最优化可以是与特别系统有关客体的极大化或极小化。各种数值法均可应用大型最优化问题。

用计算机模拟的数学模型的设计近年来增多。模拟模型可以看作系统的数学逻辑表达式，然后用计算机化系统模型进行试验。因此，这种模型是数学式、逻辑规则和约束的完整应用。该模型还应包括有方程式、逻辑规则和对它们求解的计算程序。所以模拟模型是用计算机对模型进行实验计算，因此，是近岸带研究中的有用工具。

四 海滩短期变化的预测模型

Wright等曾根据澳大利亚东南部海滩动态连续6年的观测资料，建立了一个经验预测模型。根据观测资料，将海滩划分为6种类型(状态)：(1)消散型；(2)沿岸沙坝沟槽(或凹槽)型；(3)韵律坝和海滩型；(4)横坝裂流型；(5)脊槽型或低潮阶地型；(6)反射型(图7－8)。根据离散判别分析，这六种类型与海滩状态转变临界值(Ω)有关，而Ω值可由下式求得：

$$\Omega = H_b / \overline{\omega}_s T \qquad (7-3)$$

式中H_b为破波波高，$\overline{\omega}_s$为海滩沙的平均沉速，T为峰值破波周期。

海滩主要存在两种端员状态：消散型和反射型，在此两端员之间则为其余四种过渡类型。消散状态大体相当于风暴或冬季海滩剖面，特征的是有宽而低坡度的破波带，平缓的海滩，低波浪爬高和高的长周期重力能。此种海滩经常存在高陡度波和细粒砂。另一端员为反射型，相当于夏季海滩剖面。此类海滩几乎不存在破波带，活动的内滨沙大部储存在陡滩面、滩肩区及海滩上。波浪爬高一般很高，次谐边缘波经常出现，因而形成冲洗带滩角。这两种端员在动力学上的差别表现为破波比例参数(ε)(亦称级别参数)的不同：

$$\varepsilon = a_b \omega i^2 / (g \tan^2 \beta) \qquad (7-4)$$

式中a_b为破波振幅，ωi为入射波的角频率($=2\pi/T$,T为波浪周期)，g为重力加速度，β为海滩或破波带海底坡度。反射海滩的$\varepsilon<2.5$；而消海滩的$\varepsilon>30$。当ε处于中间值时，则海滩也具有中间状态。

沿岸坝沟槽型是中间状态中能量最高、消耗作用最强的一种，但与典型消散型相比，则海滩坡度更陡些，反射性强些；经常有一台阶，局部可有消散型沙坝和深槽。海滩上的波浪爬高显著地高于消散型海滩。破波带的长周期重力波较消散型破波带的振幅低些，而频率较高；而次谐边缘波则可作用到近陆上海滩的上部，常形成滩角。

韵律坝和海滩型状态在很多方面与沙坝沟槽型相似，但沙坝为新月型，且海滩具大

滩角(megacusp)型韵律，长度为100－300 m。中等强度的裂流环流的位置较固定。

横坝裂流型以消散区和反射区分隔开为特征，前者为消散横坝或浅滩，后者为深的反射湾(为强裂流所占据)，两者交替排列。

脊槽型或低潮阶地状态是中间状态中能量最低的一种，是发育在反射端员之前的过渡类型。此各状态中高潮时为反射状态；而低潮时为弱消散状态。

决定海滩状态转变的临界值Ω小于1时，海滩保持为反射状态，大于6时，则为完全的消散型。1＜Ω＜6时属过渡型。由于自然条件下波浪条件的继承性和海滩状态变化的滞后性，使某一状态与Ω值间的符合程度有所偏高，但如果把海滩响应时间也考虑在内，则将提高符合程度。

为分析海滩状态的变化速率，假定瞬时变化速率部分地决定于瞬时不平衡程度，部分地决定于波浪能量水平。为阐明不平衡程度，首先应确定各个状态下处于平衡时的平衡值Ωe。各个类型海滩的平均平衡值如表7－2所示。

表7－2　海滩状态与Ωe间的关系

海滩状态	平均Ωe
反射型	＜1.5
低潮阶地型	2.40
横坝裂流型	3.15
韵律坝和海滩型	3.50
沿岸坝沟槽型	4.70
消散型	＞5.5

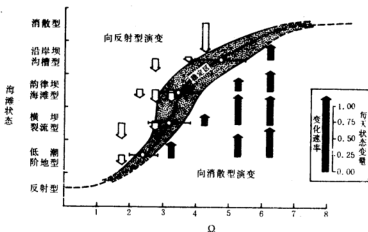


图7－9　海滩的平衡态与变化速率和方向

平衡区与变化速率间的相关关系如图7－9所示。图中箭头指示变化速率和方向，箭头尾端代表海滩开始变化的最初状态。曲线表示平均Ωe值与海滩状态符合。阴影区为平均值两侧的偏差范围，故是相对稳定区。在稳定区的范围以外为不平衡(图7－9)，变化是向平衡程度增加的方向，其速率正比于与平衡的瞬时差值、破波能量和破波过程。如海滩状态和Ω均处于稳定区的下方或右方时，则海滩砂将从陆上迁向破波带并形成更具消散型特点的海滩。如海滩条件处于稳定区的上方和左方，则砂将向岸搬运，形成更具反射型特点。对于某给定的初始态，其绝对能量在稳定区右方比在左方高，那末，这是一种响应不对称海滩，它将比反射滩更快地变为消散型。当高能风暴事件被较长的无浪期所分隔时(在掩蔽海区)，则风暴期形成消散滩或滨外坝将保持在整个低能期。

以图7－9为基础，可以提出一种预测海滩变化和破波带条件的模型，其变化方向决定于瞬时不平衡态，可以下式表示：

$$\text{不平衡程度} = \Omega - \Omega_e \qquad (7-5)$$

式中Ω为瞬时值，而Ωe是海滩状态的平衡值。当不平衡程度为正值时，将变为更消散的状态；如为负值，则变为更反射状态。如初始态为消散态，而平衡程度又为正值，则海滩状态将不变，而使破波带宽度和ε增加。反之，如为负值，则保持其反射态。

海滩状态变化的速率$\Delta s/\Delta t$(t为时间)部分地决定于不平衡程度($\Omega-\Omega e$)和方向，部分地决定于以Ω或Ω表示的相对能量水平。可用以下的简单回归分析式来预测实际变化速率：

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} = a + b[(\Omega - \Omega e)\Omega^2] \qquad (7-6)$$

至于海滩与内陆架之间的缓慢循环交换问题仍难于解决，然而这常是引起海滩砂亏损的主要原因。泥沙从内陆架移向破波带可引起破浪带变为消散型。应用经验本征矢量分析法可定量地区别不同的响应特征(海滩砂体积、海滩坡度、沙坝沟槽形态)和分别鉴别各响应分量的频率特征。

五　海滩剖面的响应模型

当作用于近岸带的物理过程发生变化时，海滩剖面将响应这种变化以恢复平衡。对近岸带发生重大影响的营力有：平均海平面、波浪特征(浪高和周期)、沿岸泥沙搬运及人类活动的影响(如填砂、挖砂等)。为预测岸线和海滩形态等的变化，了解沿岸带演变历史，故试图建立沿岸带对物理过程的响应模型。此种模型应包括运动学(kinematic)和动力学要素。

1.　一般特征

岸线变化模型的运动学要素以泥沙体积不变为前提。常用数学表达式是表明海滩剖面上砂体积(V)的变化速率与泥沙搬运分量(Qsx、Qsy)的空间梯度之间的关系：

$$\frac{\partial V}{\delta t} = -\left(\frac{\delta Q_{sx}}{\partial x} + Q_{sy_o} - Q_{sy_s}\right) \qquad (7-7)$$

图7－10阐明了式中各变量间的关系。本方程式中的搬运变量包括风吹入沙丘的，从体系中移出或加入的泥沙。如泥沙只有向陆或向海搬运，则该式可以简化为：设$Q_{sy_s} = Q_{sy_o} = 0$，则

$$\Delta V=\Delta Y(\beta+h_*) \tag{7-8}$$

式中β为滩肩高，h_*为有效活动深度，此时公式(7—7)可改为：

$$\frac{\partial Y}{\partial t}=-\frac{1}{(\beta+h_*)}\left(\frac{\partial Q_{sx}}{\partial_x}\right) \tag{7-9}$$

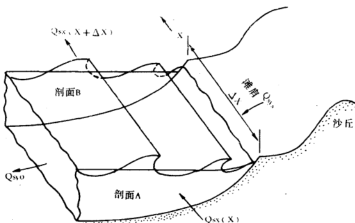


图7—10 沿岸搬运中的体积变化

动力学要素通常与作用营力以某种方式耦合。最普通的模式假定海面变化或与风暴潮有关，即与平均海面升高有关，或与长期海面升高有关。最简单的模式假定平衡剖面与海面升高同步。因此，所有动力学模式均使自然过程理想化。

2. 几种模型的对比

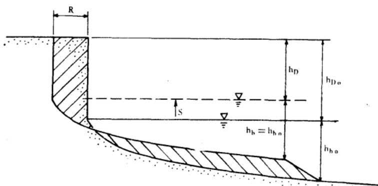


图7—11 Edelman的响应模式

Edelman(1970)模式中砂丘的垂直高度为h_D(相对于风暴潮海平面)，且剖面变化与

风暴潮海面保持同步(图7—11)。以h_{D_o}和h_{b_o}分别代表原始的砂丘高和破波深度。当海面升高量为s时，则沙丘高度和破波深度分别为h_D和h_b。由于随海面上升，平衡剖面将向陆迁移，以u和v分别表示此剖面的水平和垂直变化速率，如砂量不变，则：

$$u(h_D+h_b)=vL \tag{7-10}$$

式中L为剖面的活动宽度，因为剖面向陆运动的速率与海面升高的速率相同，因此，

$$v=\frac{ds}{dt} \tag{7-11}$$

或 $$u=dRde \tag{7-12}$$

式中R表示海岸后退量，如假定波浪条件不随时间变化，则$h_b=h_{b0}$，由图7—11可见：

$$h_D+h_b=h_{D_o}+h_{b0}+(h_D-h_{D0})=h_{D_o}+h_{b_o}-s\cdots\cdots$$

将(7—11)、(7—12)、(7—13)式合并，得：

$$dR=L\frac{ds}{(h_{d_o}+h_{b_o}-s)} \tag{7-13}$$

对$s=O-s=s$ 求积分，得

$$R=L\ln\left(\frac{h_{b_o}+h_{D_o}}{h_{b_o}+h_{D_o-s}}\right) \tag{7-14}$$

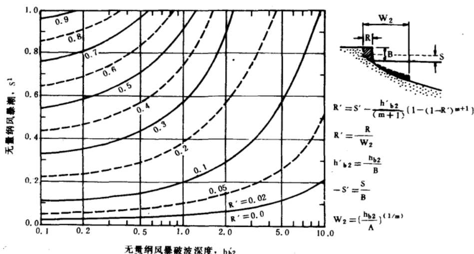


图7—12 海滩响应数模中无量纲的等值线

此式适用于岸线有较大后退量，因为考虑到因海面升高而发生的瞬时和连续变化量。

Dean(1975)曾研究了自然剖面，发现了一种平衡剖面吻合式：$h=Ax^{\sqrt{2/3}}$

或$$h(x)=Ax^{\sqrt{m}} \tag{7-15}$$

式中A为比例系数，决定于泥沙特性，而m为形态系数，约等于2／3。(7—15)式适用于理想化的简单剖面。Dean提出无量纲后退量R'可以下列的隐式方程表示：

$$R' = s'\frac{3}{5} - h' b_2[1-(1-R')^{5/3}] \tag{7-16}$$

式中各无量纲项的范围见图(7－12)。Edelman式(7－14)和Dean式(7－16)模式的差别是后者考虑到经长时期平衡的海面的断续上升。因此，据(7－16)式预测剖面外滨的终点区的变化是垂向的。据Edelman(7－14)式所测的为一斜坡：

$$\frac{dh}{dx} = \frac{hDo + hb - \theta s}{L} \tag{7-17}$$

因此，在剖面终点为一楔形砂体。另外，Dean的数模所预测的岸线后退量R稍大于Edelman的预测量。

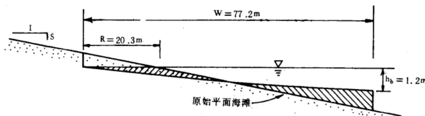


图7－13　适用于方程式$h=Ax^{\frac{2}{3}}$的海滩的演化。h_b=1.2 m，θs=1∶25，R=20.3 m，W=77.2 m

原始为均匀斜坡时的平衡剖面，$h=Ax^{2/3}$。海滩充填发生在坡度为θ_s的条件下，波浪可使这些物质按(7－15)式构成新剖面(图7－13)。其岸线后退量R可按下式求出：

$$R = \frac{W}{2} - \frac{3}{5}\ \frac{hb}{\theta s} \tag{7-18}$$

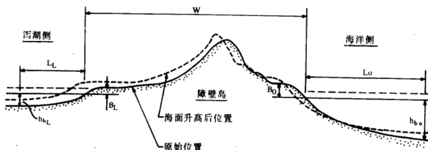


图7－14　泻湖障壁岛体系

Maurmeyer和Dean(1982)根据整个障壁岛体系向上迁移(图7－14)的特点，提出下列方程式：

$$R = \frac{\theta s(L_0 + W + L_1)}{(\beta_0 + h_{b0}) - (\beta_L + h_{bL})} \tag{7-19}$$

式中L_0和L_L分别代表活动近岸带在海洋侧和泻湖侧的宽度，h_{b0}和h_{bL}均为有关的破波深度，B_0和B_L分别代表海洋侧和泻湖侧滩肩高度。W是障壁岛的宽度，假定此宽度在短期内不变，但以与海面升高速率相同的速率垂直加积。如在障壁岛和在泻湖中不发生沉积作用，即W、L_L、B_L及h_{bL}均等于零，则(7－14)式又变为Bruun(1962)提出的著名方程式了：

$$R=\frac{sL_0}{(B_0+h_{b0})} \tag{7-20}$$

(7－19)式所预测的后退量比(7－20)式的要大得多。这主要是因为：(1)砂量加积在整个障壁岛宽度内，以保持其相对于海面的垂直位置；(2)砂是加积于障壁岛的泻湖侧以保持障壁岛的宽度。但有些现场调查表明，海平面上升时，障壁岛是下沉而不是向陆迁移。这用方程式(7－19)可以解释，设分母为零，$(B_L+h_{bL})=(B_0+h_{b0})$，那末，由于海面上升和向陆迁移而无泥沙供应，使障壁岛变窄，效果上就是“下沉”。

3. 模型的概念元素

前述各模式的概念元素(conceptual element)并不能精确代表自然过程和时间尺度。现将设计模型的主要概念元素讨论如下。

1) 破波条件：

在大多数模型中波浪破碎的水深(H_b)正比于波高，

$$H_b=kh_b \tag{7-21}$$

h_b为破波波高，(7－21)式中此高度是假定“崩顶破波”的高度，而k值则取0.8。实际上，最终的海滩坡度可使破波波高(h_b)增加。还有一些因素如波高、波长均可改变破波的特性。因此，(7－21)式只是自然过程的理想化。

2) 有效运动深度(h_D)

所有模式均必须确定外滨调节的范围。在许多短期响应模式中均以破波深度作为有效运动深度，暴露海岸的经验值常取6－7.5 m。实际上，有效运动深度决定于时间尺度。在美国东岸，有效深度分别取4.5、6及7.5 m，相应的周期为1.5及20年。Hallermeier(1977)曾发展了一种程序，可以用波浪资料与许多现场和实验资料对比，来决定沙层运动的有效深度。

3) 剖面恒定问题

剖面假定为恒定，但并非如此：(1)特定类型泥沙的平衡剖面随波况而变，但在轻浪(低波陡)时为较单调的陡海滩剖面，在风暴潮时变为平均坡度较缓的沙坝剖面。(2)当海滩剖面恒定时，它不能随着时间从一种平衡态演化为另一种平衡态，即使原始和最终剖面形态相同。当剖面与平衡态差别大时，将不保持恒定，而发生变化。海面升高时，最大偏差发生在浅水部分，最大的变化也出现在本区。海面下降时，则在外滨出现沙坝，这与较低海面和较弱波况不平衡，终将而形成脊槽系统并使侵蚀海滩恢复。

4) 响应时间

大部分模式均只响应于条件的瞬时变化。实际上，剖面的响应时间比某些起作用的水文因素具有更长的时间尺度。如由较小强度飓风引起的峰值风暴潮的时间尺度为小时级，但海滩剖面的响应时间要长得多。因此，由飓风引起的海滩响应数模仅能达到反映其侵蚀潜势的25%左右。

第三节　陆架动力沉积学的几个问题

陆架动力沉积学所涉及的范围很广泛，包括陆架的水力学条件、泥沙搬运机制、悬浮泥沙扩散，泥沙在陆架环境下的运动和堆积，海底泥沙的起动和再分布等方面的内容，由于海水运动、泥沙挟带过程、泥沙分布格局等彼此关连，因而使上述问题常交织在一起。陆架动力沉积学的总目的是说明陆架泥沙的散布系统及区域动力沉积作用。应用传统的岩石学方法来研究古泥沙搬运系统所得结果常不理想；而观测现代陆架动力沉积作用和系统地收集泥沙搬运的资料能获得大量可靠信息，从而为解释沉积岩的形成过程提供定量模式。

一　陆架泥沙搬运

近年来人们逐渐认识到陆架泥沙搬运对海洋地质和海洋工程具有重要意义；但由于实践和理论发展水平所限，许多基本问题迄今尚未完全解决。

(一) 推移质搬运

表达泥沙在紊流中的侵蚀和搬运的方程组极为复杂，且必须作出许多假定才能求解。其中两个重要的假定是：(1) 推移质假定，当物质在近底层运动时，搬运过程所取决的流体变量仅只是局部的肤面摩擦力；(2) 悬移质理论，在推移质层以外，泥沙运动速度为水流速度减泥沙颗粒在静水中的沉速。

现在有关的推移质搬运模式有两类：一类流行于土木工程界，着重考虑单个泥沙颗粒与流体间的关系，颗粒间的碰撞被忽略，以作用于似球体的力的方程式来处理动量交换。另一类流行于地质界和海洋界，假定含沙量高的流体被剪切时将发生膨胀而使泥沙悬浮。在此模式中动量主要藉助于颗粒与颗粒之间相互作用而传递，这是由Bagnold，Komar和Inman (1970～1973) 发展起来的。

含沙量低的情况下，当颗粒沉速大于水流剪切速度时，将发生推移质搬运。在此条件下，如果作用于泥沙颗粒上的剪切力增加，由于柏努力效应使颗粒顶部的压力下降而产生上举力。当瞬时边界剪切应力足够高，且颗粒突出于平均床面以上，则上举力将超过颗粒的重量。颗粒一旦上举，作用在颗粒上的剪切力将急剧减低，作用在其上的压力梯度的垂直分量也接近消失，此时颗粒将下沉。只要沉速大于平均剪切速度，则颗粒将返回边界。如颗粒到达局部高剪切力区，则可能再次被举离海底。否则将较长期保持固定。对于推移质来说，跳跃的高度约为颗粒直径的几倍，长度可达100倍。

由于大部分自然系统中，边界应力在各处均是变化的，而局部的泥沙搬运又与此参数紧密相关，所以各种方程式的应用均有严格的条件限制。计算单位流宽内的泥沙体积通量的Yalin推移质方程如下：

$$Q_s = a_1 u_f S D \left[1 - \frac{1}{a_2 S} \ln(1 + a_2 S)\right] \qquad (7-22)$$

$$a_1 = 0.635$$

$$a_2 = 2.45 \left(\frac{\rho}{\rho_s}\right)^{0.4} \left[\frac{\tau_c}{(\rho_s - \rho) g D}\right]^{1/2}$$

式中u_f——局部剪切速度；τ_t——作用于平坦床面的边界剪应力；τ_c——泥沙起动的临界剪应力；ρ——流体密度，ρ_s——泥沙密度，g——重力加速度，D——颗粒直径。参数$S=\tau_t/\tau_c$为标准剪应力时S应为1，当$a_2S<1$时，上述方程式变为：

$$Q_s \cong \frac{a_1 a_2 D u_f S^2}{2} \tag{7-23}$$

对于海水中的石英砂而言，a_2为0.3－0.42，此近似表达式可应用于肤面摩擦小于30%的条件下。

此推移质方程只有当风浪近底速度场可以忽略不计时才适用于陆架且只适合于单向流。当大的振荡速度场叠置时，此式将失效。

（二）悬移质搬运

对于泥沙搬运模式，精确计算边界剪切应力是很必要的，此外，确定底床物质的不同粒组和比重组的浓度场也很重要。由于陆架环境中，推移质搬运能力多较弱，悬移质搬运往往起着重要作用。为计算均匀流态中标准浓度剖面，需要了解该流体的动量扩散系数随空间而变化的信息。为确定近海底的泥沙浓度，则需要局部肤面摩擦的精确数据。当泥沙浓度较低时，计算含泥沙流体的扩散系数与清水的相似。大陆架泥沙搬运中，浓度通常是低的。由于悬浮泥沙的存在使边界层分层，抑制紊流场中的垂直速度，减少了进入悬浮状态的泥沙量。经验得知，自然条件下呈悬浮状态颗粒的沉降速度ω小于或近似于剪切速度的u_*值的1.6倍，即：

$$\omega \leqslant 1.6u_* \tag{7-24}$$

悬浮泥沙的浓度场可由表示不同粒组和比重组的质量常定方程推导出。质量常定对所有泥沙搬运来说是很重要的约束条件。如悬浮泥沙方程式应用于被底形所粗糙化的海底，那末，可应用双层速度剖面和涡动区外层，因此用于计算涡动粘度和流体速度的剪切流速也应该是外区的剪切流速，而肤面摩擦正是用于计算悬浮泥沙层底部浓度的边界剪切应力。对于陆架上随时间而变的流体来说，剪切流速通常不会彼此呈比例变化，因此必须用独立的方法来处理。

二　波浪对沉积物的作用

陆架的底质均遭受着表面波的连续作用。表面波可引起海底压力变化，从而影响海底沉积物，特别是粘土的稳定性。表面波可触发海底滑坡。在密西西比三角洲曾在水深9－63 m，坡度为0.008，或1／125条件下观察到波浪引起的海底地滑，对这些沉积物进行坡度稳定性测量表明，此种沉积物对重力的稳定坡度为0.032—0.048。通过理论分析表明，波生底压可引起几十至130 m深的底质发生剪切断裂。

表面波引起的海底压力是主要的力，内波引起的压力也很重要。一般说来，波浪作用于沉积物的力可分解为法线力（压力）和剪切（拖曳）力。

暴风浪、潮汐和径流均能引起数十公里范围的海面变化。在滨外（水深达150 m处）海面升降幅度约0.5－1 m，而近岸则可达3 m。这种水深变化可引起海底压力300 Pa（3.06 g／cm^2）至3000 Pa（30.6 g／cm^2）的变化。内波所产生的压力小于等值表面波，这是由于水团界面处的密度差与水密度值相比是很小的值，水团密度变化约2 kg／m^3。

内波所产生的压力为170 Pa(1.73 g／cm²)，最大为570 Pa(5.81 g／cm²)。

表面波可引起海底压力产生较大变化。表面波是具不同波高和周期的波的复杂混合，但大体可划分为长周期波和风生波两类，前者周期为10 min至30 s，后者的周期为30—1 s。长周期波是由于风暴、破波和水下滑坡所产生。用线性波浪理论可求得不同深度时的底压(表7—3)，而长周期波所造成的底压在小于300 m的条件下基本固定。长波的波长在深水可达几公里，而浅水仅1 km。

波浪或流对海底沉积物产生的拖曳力一般以流速的平方表示，即：

$$\tau=\rho c d u^2 \qquad (7-25)$$

式中τ是单位面积的拖曳力，ρ为水的密度，cd为拖曳系数，u为从边界层流出的水质点流速。拖电系数是海底形态(糙度)、流体粘性和水流条件的函数，一般等于10^{-2}。

表7—3 不同深度下的底压力

深　度 (m)	风暴波压 (kPa)	长周期波压 (kPa)
30	14.10	15.2
60	6.13	15.1
90	3.22	15.0
120	1.69	14.9
150		14.8
300	0.15	14.4

在墨西哥湾最强的流与飓风有关，其表层流速可达5 m／s，90 m深处的底流速约1 m／s。与流相应的最大拖曳力约9.6 Pa(98.0 mg／cm²)。由波浪引起的最大拖电力值可据下式估算：

$$U\max=\frac{\pi H}{T\sinh(2\pi h/L)} \qquad (7-26)$$

式中$U\max$为近底的最大轨道速度，L为波长，H为波高，T为波周期，h为水深。波高9 m，周期为9 s，30 m深处的拖曳力为19 Pa(193.6 mg／cm²)。在12 m深时，拖曳力为96 Pa(979.6 mg／cm²)。因此，大多数陆架上的主要作用力均是波生压力，其它力通常要小一个数量级。在深水(＞7000 m)区，主要是长周期的波，不管是波生，还是流生的拖曳力均很小。

三　风暴控陆架的过程响应模式

具有大型时、空尺度陆架的海流和沉积动力学特征不可能根据水槽和河流动力学资料来解决。陆架沉积状况主要受风暴流(占世界陆架的80%)、潮流(17%)和洋流(3%)所控制。

美国的中大西洋陆架是典型的风暴控陆架。该陆架上泥沙搬运是受协流底流所驱动，协流是由高频率(6－12 s)波浪的轨道分量和较稳定的风驱平均流分量叠加而成。协流具有高效的搬运泥沙能力，因为两分量共同造成的底切应力比每一分量单独形成切应力的总和要强的多。持续强劲的风暴流是对增水或减水所造成压力场的响应。大西洋陆架风暴主要属中纬度低压体系，冬季最强，可形成持续的南西向流，流程达1000 km。夏末也产生飓风，但它在形成持续的陆架流和对泥沙搬运方面均较风暴的作用小。大西洋陆架特征的是逆时针的平衡陆架流。

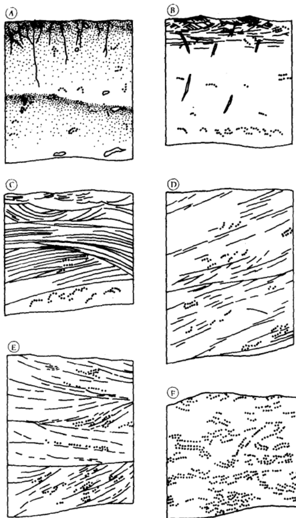


图7－15　箱式样的层理，AB粒序层，C波状层，D、E交错层，F滞后层，点线表示贝壳物质

大西洋陆架表层覆盖了砂，与古陆架的海侵砂岩的特征相似。然而陆架的沉积物不仅决定于动力特征，也取决于泥沙输入速率和海面上升速率。

(一) 中大西洋陆架上的风暴搬运作用

中纬度风暴以5－10天的频率通过该区，是底流运动的主要驱动力。风暴流是一种协流，由于波浪轨道流的往复运动分量叠加在平均流分量之上而形成。后者是由于风对海面的拖曳或是由于风向岸推进使海面倾斜所造成。此种流分量产生很强的底切应力和高浓度的近底涡动扩散剖面。这种风暴边界层具有高效的搬运机制。

大西洋陆架上的泥沙搬运方向是南西向，即大致平行于陆架等深线的区域走向。沿

陆架搬运是由于陆架流为地转流，即对海面向岸增水的响应。在运动方程中压力梯度项与地转流项相平衡。流平行于海面等深线，因此平行于岸线流动；而涡度守恒原理要求流平行于海底等深线。风暴属旋转风系统，因此它驱动的陆架流主要被约束在平行陆架方向上。横穿陆架的流也存在，但强度及历时均很有限。横穿陆架的流分量由沿岸下降流和沿岸增水引起的离岸底流所形成，或上升流和沿岸减水引起的向岸底流所产生。此分量仅为平行陆架流流速的0.5—0.1倍。所以，合流的流向是与岸线稍斜交。

风暴潮落潮流为离岸底流，在风暴流系中不重要。当沿岸增水衰减时，水并不离岸流动，而是平行岸线流动。

在连续的风暴过程中，陆架风暴流可顺陆架向上或向下流动，而泥沙在超过一年的周期内则是向南西搬运。

中大西洋陆架的泥沙搬运是一种平流扩散过程。泥沙颗粒是由于滨面侵蚀而进入陆架散布系统。在风暴的反复作用下，这些颗粒以任意游移的方式在陆架表面运动。统计资料表明，颗粒轨迹均是偏移的任意轨迹，但运动的优势方向是沿陆架向西南。颗粒的粒度梯度也反映了向西南方向的搬运，每一剖面中的粒度均是向西南变细。颗粒形态比粒度是更持久的特征，能反映早全新世的流水系统，而不是现代的动力特征。然而，颗粒形态的分布格局却由于现代扩散过程而被破坏。

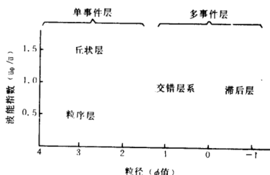


图7—16 大西洋陆架的成层类型与波能指数及粒径的关系

（二）底形

中大西洋陆架的底形格局是风暴流所引起的平行陆架的间断性泥沙搬运的产物。横向底形有多种，沙纹（间距为6—300 cm）遍布。由慢速拍摄的照片看来，沙纹是风暴所形成，但在风暴之后又被改造为振荡波痕。大沙纹（间距3—20 m）占据了陆架表面积的10—15%。在细至极细砂区域，这种波痕变为丘状大沙纹，即相当于沉积岩中所见的丘状交错层。沙波（间距20—200 m）分布很广，但振幅多小于1 m，这是由于主流事件不大频繁之故，在风暴流场受压缩而加速的区域，沙波波高可达7 m，砂脊是与流斜交的底形，与岸线交角为10—45°，间距为0.5—4 km，高度为5—10 m。横向底形和砂脊的背流翼部均较陡，沉积物且较细。

（三）堆积体

风暴流形成的堆积体为砂席，砂席面积很大，为数百至数千平方公里，厚度为0—20 m，其前缘位于滨面的基部。砂席向陆生长，因为风暴流将砂由滨面扫向陆架。振动取样管和箱式取样器揭示，砂席由叠置的砂层组成，每个层厚约10—50 cm，其中40%的层存在水平纹层至低角度斜交纹层，倾斜层即相当于丘状层理。纹层具有粒序性，向

上变细。近顶部有虫孔。其余50%的层呈块状至斑团状，系由于生物扰动而形成。块状及斑团状层向海增加，而纹层变少。另约有10%的层呈现高角度交错层。

组成砂席的层组可分为4类(图7—15)：(1)粒序层，是由单个风暴事件的悬浮沉积所形成，主要分布于砂脊的背流翼；(2)丘状层，也是由单个风暴事件的悬浮沉积所组成，其沉积环境是以高波浪轨道流与平均流的高比值为特征；(3)交错层组是由多次风暴所形成，主要发育在砂脊的向流翼；(4)滞后层，由粗砂、砾古砂或细砾石组成，主要产于砂脊之间的槽中。地层组类型是流结构和粒径的函数。流速结构可以以波能指数——波浪轨道流分量(uo)与平均流分量(u)之比——uo／u来度量。此参数可根据现场测量资料而求得，在本区为0—5。沉积物全为砂，平均粒径为4.0——0.1φ。粒径能控制着层组类型，是因为反映了推移质与悬移质的比例(图7—16)。由图7—16可大致确定各层组类型的稳定范围。细砂及极细砂在高紊动协流系统中呈悬浮状搬运，因此可形成粒序层(图7—15A，B)或丘状层(图7—15C)，这取决于波能指数。粒序层与Alger(1974)所描述的风暴层相似。而Aigner(1981)提出的理想风暴层系则由侵蚀面、底部滞留层、正粒序单元、板状纹层单元及交错纹层单元组成。

丘状层组与粒序层组相似，但厚的丘状层理单元代替了板状纹层单元，丘状层是在流的高峰阶段的厚悬浮体层中形成。随着风暴衰弱而被掩埋。丘状层与粒序层分界的波能指数值约为1.0。

在同一风暴事件中，波浪活动减弱期可在粗砂区形成新月形大沙纹。这种底形与丘状大沙纹不同，可被后续的风暴所再作用，或在几次事件中均活动。此种波痕的迁移产生了第三类型的层组——高角度交错层。与自悬浮态中沉积的丘状层不同，高角度交错层是由于推移质搬运、沉积而成。

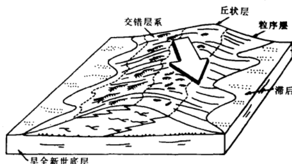


图7—17 新泽西陆各种层组型的分布模式

滞留层由中至极粗的贝壳砂或贝壳砾石组成。在垂直剖面中粒度可向上变细，也可是块状、虫孔状或纹层状。此层的鉴定特征是有丰富的内碎屑(图7—15D)。滞留层是由于风暴反复簸选造成的，与交错层一样，也属多事件层。滞留层在沉积后，层内发生粒度垂直扩散起着重要的作用。海底砂的这种"垂直混合"主要发生在激浪带，其混合深度是波浪周期(大波高)和粒度的函数。垂直扩散在强劲波浪轨道流作用下最活跃。动能可向下穿透数至数十厘米，层内颗粒彼此撞击，但随深度而减弱。扩散深度和强度也随底质的平均粒径的增大而增加。因此粗的滞留层是受此过程影响最大的层。但是在一定深度内，最细颗粒的扩散常数最大，因此，其净效应是将较细颗粒从推移质界面簸选

出去，使之进入活动层。因此此层随时间而粗化，亦更易受此过程的影响。

上述四种层组类型分别分布在砂脊的不同部分。滞留沉积主要出现在砂脊之间的沟槽内，该处砂席的厚度多小于1 m。高角度交错层多分布在沟槽内及砂脊的较粗的向陆坡。丘状层和粒序层为砂脊顶部和下游坡所特有(图7－17)。

主要参考文献

〔1〕 王 琦，朱而勤 1989，海洋沉积学，科学出版社

〔2〕 秦蕴珊，赵一阳，郑铁民，唐宝珏和Milliman,J.D.,1988,南黄海浅层声学地层的初步探讨，海洋与湖沼，19(5)：401－409.

〔3〕 Octa Oceanologica Sinica,1983,Proceedings of International Symposiumon Sedimentation on the Continental Shelf,With Special Reference To the East China Sea , China Ocean Press.

〔4〕 Greenwood,B. and Davic,R. A. Jr. ,1984,Hydroydynamics and Sedimentation in Wave－Dominated Coastal Environment. Elsevier Science Publishing Company Inc.

〔5〕 Komar,P. D. (Ed.) , 1983,CRC Handbock of Coastal Processes and Erosion. CRC Press Inc.

〔6〕 Lakhan,V. C. and Trenhaile,A. S. (Eds.) , 1989,Application in Coastal Modeling. Elsevier Science Publishing. Company Inc.

〔7〕 Swift,D. J. P. ,and Han,G. and Vincent, C. E. ,1986,Fluid processes and sea－floor response on a modern storm－dminated Shelf;Middel Atlantic Shelf of North America,Part Ⅰ ; The storm－current Regime,Part Ⅱ ; Response of the sea－floor. In;Knight R. L. and Mclean J. R. (Eds.) ; Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists,MemoirⅡ ; 99－109,191－211.

〔8〕 Wright,L. D. ,Short,A. D. and Green,M. Q. , 1985,Short term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zone;An empirical predictive model, Mar. Geol. 62;339－364.

〔9〕 Zhu, Er－Qin and Wang, Qi,1988,Sedimentation on the North shelf of the East China Sea,Mar. Geol. ,81;123－136.

〔10〕 Zhu,Er－Qin, Gao,Wen－Bing,Wang,Qi and Wang,Hua,1989,Dynamic sedimentation on the East China Sea Shelf. Jour. Ocean Univ. Qingdao,19(1) ; 38－49.

〔11〕 Zhu,E. Q. ,Gao,W. B. and Wang,H. ,1990,Dynamic sedimentary subdivision of the East China Sea coutinental shelf. In "Proceeding of First International conference on Asiem Marine Geology" , 351—386,China Ocean Press.

(朱而勤)

第八章　洋底岩石

洋壳除表面覆盖了一层薄的沉积物(岩)外(平均厚约1 km)，主要由岩浆岩所组成。洋底岩石学是岩石学领域内新近发展起来的一个分支，研究重点为与洋壳物质形成有关的岩浆作用、变质作用及热液作用等。因受技术条件的限制，以往的岩石学对地壳的这一部分涉及得很少，但洋壳面积占地球总表面积的3／4,因此洋底岩石学的发展必将大大充实和丰富整个岩石学的内容。

70年代以来对洋壳进行了大量的岩石学研究，重点是洋中脊地区，如法摩斯计划(FAMOUS,1971—1974)、里塔计划(RITA,1978—1979)。这两个计划对大西洋洋中脊(37°N附近)及东太平洋海隆的火山活动与构造的关系进行了研究。1968年以来开展的深海钻探(DSDP及ODP)的许多钻孔都钻入了玄武岩层，最深的钻孔是1981年的504B孔，在东太平洋海隆哥斯达黎加裂谷(1°13.61′N)，83°43.82′W)钻透层2A、2B(共厚780.5 m)并进入层2C(席状岩墙)。1986年(Leg　111)又将504B孔加深212 m,共钻进火成岩基底1287.8 m。

第一节　洋壳岩石剖面

根据地震折射测量资料，确定洋壳分为三层，即层1、2、3。层1为沉积层，厚约0.4 km；层2为玄武岩层，厚约2.1—3.4 km；层3为辉长岩层，厚约6.1 km(图8—1)。层2称为上洋壳，层3称为下洋壳。层3与下伏的上地幔之间的分界面为莫霍面(Moho)。层2又分为三个亚层，即层2A、2B、2C。根据少量样品及地震数据(1981)确定，2A厚0.3—

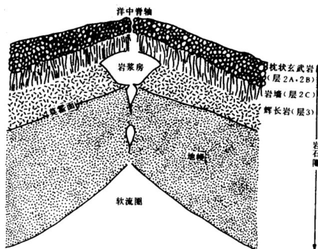


图8—1　具有岩浆房的洋中脊轴部构造(Anderson,1986)

0.9 km，由碎裂玄武岩组成，可能出现枕状及块状玄武岩。2B为枕状熔岩，但岩枕的直径减小，枕之间充填了粘土及碳酸盐，厚0.5—1.2 km。层2C为辉绿岩岩墙及块状玄武岩，厚1.3 km。层3为辉长岩，矿物及化学成分变化很大，可能系洋中脊轴部附近散布着的玄武岩岩浆房内缓慢的结晶作用和分异作用而形成的（图8—1）。

1981—1988的资料表明，东太平洋海隆504B钻孔内（图8—2），层2A厚571.5 m，以枕状拉斑玄武岩为主，夹有块状拉斑玄武岩（岩流及岩床）及薄层状拉斑玄武岩。层2B为过渡带，厚209 m，仍主要由枕状玄武岩组成，块状拉斑玄武岩的频率加大。2B与2A的分界是以岩墙频率明显增高为标志；与2C的分界则以最早一层枕状岩流的底面为界。层2C现今已钻入507 m，由席状拉斑玄武岩（辉绿岩）岩墙及块状拉斑玄武岩组成。

莫霍面之下的上地幔主要由超镁铁岩—橄榄岩组成。

一　层2A

层2A在东太平洋海隆哥斯达黎加裂谷（504B孔中），主要由枕状拉斑玄武岩组成，夹有薄层席状拉斑玄武岩及块状拉斑玄武岩，厚571.5 m。在与层1的接触带未见直接接触线，仅出现一些枕状岩流角砾。

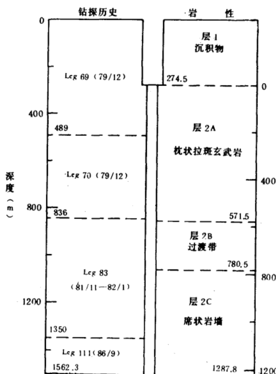


图8—2　东太平洋海隆哥斯达黎加裂谷504B孔的玄武岩剖面图（Becker，1988）

枕状岩流的判断标志是具有弯曲线状冷凝边及玻璃质角砾。岩枕直径约0.5 m，厚度由上向下变化很大，为0.3—0.8 m，从电视上看为0.2—0.3 m。岩枕都强裂隙化，玻璃质边缘常有玻屑伴生。枕状岩流层厚1—40 m，一般为5—15 m。岩性主要为橄榄斜长斑状玄武岩。

薄层状岩流以具有近水平的（<30°）平坦玻璃质冷凝边为特征，冷凝边宽0.10—0.15 m。岩流层厚0.5—4 m。岩石结构为斑状或细粒等粒状（粒径0.01—0.05 mm）。

块状层厚度多为10—15 m，最厚可达25 m。结构特征为中粒（0.05—0.10 mm）—粗粒（0.1—0.5 mm）。块状层有两种成因：（1）岩流在近扩张轴处喷出；（2）类岩床，由

岩墙贯入枕状岩流而形成。

二　层2B

层2B又称为过渡带，在哥斯达黎加裂谷主要由枕状拉斑玄武岩组成，次要为块状、薄层状，但块状频率增大；共厚209 m。上界是以60 m内出现四层席状岩墙为标志，反映了基底中岩墙频率迅速增大。岩墙判别的标志是冷凝边近于直立，但与岩枕不同，不出现玻璃质冷凝边。

本带仍以枕状岩流为主，层的连续性加大。在本带顶部角砾化较底部强烈，由于次生充填而形成网状脉。本带底部枕状层的厚度减小，冷凝边不明显，只能根据角砾状、细粒来判断。块状玄武岩向下频率增高。

三　层2C

由块状拉斑玄武岩及玄武岩岩墙组成，枕状岩流已不出现。根据蛇绿岩系的模式，推测此组合属席状岩墙杂岩(sheet dike complex)。岩墙的判别标志是1—2个冷凝边，接触面倾角50—60°，或近于直立。在接触带常出现角砾。约50%的岩墙的宽度为1—2 m，其余的约2.5—7.0 m。岩墙冷凝边外的围岩往往是细粒—极细粒(<0.01 mm)，可能是沿先前的岩墙边缘侵入的缘故。

本带岩性以块状拉斑玄武岩为主，但常显示向边缘变细，可能产状主要为岩墙。

第二节　大洋上地幔的组成岩石——大洋超镁铁岩

超镁铁岩(ultramafic rock)是指铁镁矿物含量>90%的火成岩。超镁铁深成岩根据矿物成分划分为橄榄岩和辉石岩两大类，大洋超镁铁岩大都属橄榄岩类。按国际地科联的分类方案(1972)，橄榄岩类(含橄榄石 >40%)又可根据橄榄石(Ol)、斜方辉石(Opx)及单斜辉石(Cpx)的相对含量而分为纯橄榄岩、方辉橄榄岩、单辉橄榄岩及二辉橄榄岩(图8—3)。

现采到的大洋超镁铁岩样品中75%以上为方辉橄榄岩，25%以下为二辉橄榄岩。

一　上地幔的结构

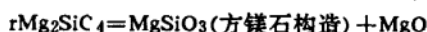
上地幔的结构及成分是根据地震资料、玄武岩中有大量超镁铁岩包体及地壳表面有超镁铁熔浆的喷出等资料推测而得出的。

(一)橄榄石相变的效应

地幔来源的包体以及蛇绿岩建造中出现方辉橄榄岩说明，橄榄石及其多形变体是地幔的主要组分。地震资料及高压实验也确定地幔内存在较大丰度的橄榄石。420和670 km深处各存在一个地震不连续面，此二不连续面的出现是由于地幔内橄榄石发生相变之故。

地幔内发生矿物相变是由于温度、压力的变化。图8—4所示为根据计算得到的地幔压力、温度、密度变化曲线。地核与地幔的分界处压力为1400 kbar，温度为6000 ℃。下、上地幔分界面的深度为70 km，压力为240 kbar，计算所得的温度约2000℃。实验表明，橄榄石在500 kbar压力以下出现4种多变形体：(1)α镁橄石(D=3.22 g/cm^3，<1200℃，

<141 kbar)；(2)β镁橄石(3.47 g/cm^3,1200℃,141 kbar)；(3)r镁橄榄石(3.55 g/cm^3;1200℃,220 kbar)；(4)$MgSiO_3$(方镁石构造)(3.55 g/cm^3,>1000℃,>250 kbar)。这表明，上升对流流在温度降低至1200℃以下会发生β镁橄榄石→α镁橄榄石的相转变。



$rMg_2SiC_4 = MgSiO_3$(方镁石构造)$+MgO$

压力与温度的关系如下：

Pkbar=273−0.02T℃

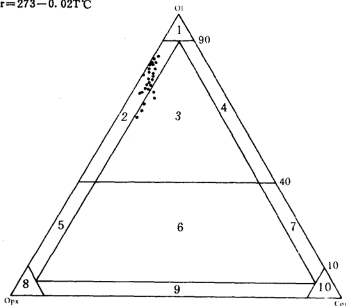


图8—3 超镁铁质深成岩分类及大洋超镁铁岩类型(分类为24届国际年会方案，1972)

1—纯橄榄岩 2—方辉橄榄岩 3—二辉橄榄岩 4—单辉橄榄岩 5—橄榄方辉辉石岩 6—橄榄二辉辉石岩 7—橄榄单辉辉石岩 8—方辉辉石岩 9—二辉辉石岩 10—单辉辉石岩 点为已采集到的洋底超镁铁岩的成分。

Kawada(1977)的实验表明，橄榄石(Fo_{90})由α型转变为β型是发生在1800℃,151.5 kbar条件下。此温度与420 km深的不连续面的温度一致。Kawada(1977)的实验又表明，β型转变为γ型的条件是2200℃,233 kbar,故640 km深处的地震不连续面应与γ型转变为$MgSiO_3$有关。由此可认为，地幔确实存在大量(70%)橄榄石。

(二)上地幔结构模式

Ringwood(1962,1975)提出，上地幔由地幔岩(pyrolite)组成，地幔岩是经部分熔融后能产生玄武岩浆而残留下难熔橄榄岩的岩石。关于地幔岩的成分提出了下列模式：(1)3份阿尔卑斯橄榄岩+1份夏威夷拉斑玄武岩；(2)99份橄榄岩+1份霞石岩；(3)83份方辉橄榄岩+17份洋中脊玄武岩。

根据实验岩石学资料推测，上地幔的结构如图8—5所示(Green,1976)：

1.12(莫霍面以下)−30 km,残余的方辉橄榄岩，ρ(密度)=3.31。

2. 30—48 km，尖晶石二辉橄榄岩(稍亏损的地幔岩)，ρ=3.32；含方辉橄榄岩、柘榴石辉石岩及橄榄石榴辉岩透镜体。

3. 48—55 km，尖晶石地幔岩，含少量角闪石，ρ=3.32。

4. 55—88 km，石榴石地幔岩，含少量角闪石，ρ=3.36。

5. 88—104 km，低速带，石榴石(12—14%)地幔岩+2%熔体，富含不相容元素，$H_2O=0.2$，$K_2O=0.13$，La＝(5—10)N*，Lu=2N。

6. 104—135 km，低速带，柘榴石地幔岩+0.5%熔体，亏损不相容元素，$H_2O=0.02$，$K_2O=0.03$，La＝(0.5—1)N，Lu=2N。此带有橄榄黄长岩或橄榄霞石岩熔体向上迁移。

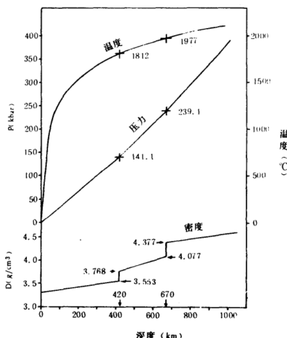


图8—4 地幔的温度、压力、密度变化曲线(Maaløe,1985)

(三)化学成分

当Ni—Fe相分离出来形成地核后，剩下的低密度硅酸盐物质组成了地幔；因此，Mg、Si在地幔中较Fe丰富。以后随着陆壳物质富集Si、Al，地幔成分又发生轻微变化。3.8 Ga前，原始地幔可能太热，Si—Al物质不能分离出来，所以最老的太古代岩石不会早于3.8 Ma。地质资料表明最活跃的分异期是3.8—2.5 Ma(前寒武纪)，以后发生的分异主要有两种作用：(1)上地幔部分熔融产生洋壳；(2)下冲的洋壳部分熔融产生中性岩浆，这种岩浆在岛弧区形成新的地壳加入到陆壳中。陆壳的质量仅占地幔的0.5%，因此陆壳的分异并不太影响地幔的成分。在分离出洋壳的过程中，地幔中Si亏损1／400，Al变化最大，亏损1／70。LIL(大阳离子亲石元素)如U、Ba、K亏损30%，Pb及LREE(轻稀土元素，La—Ga)强烈亏损。

* 球粒陨石标准值。

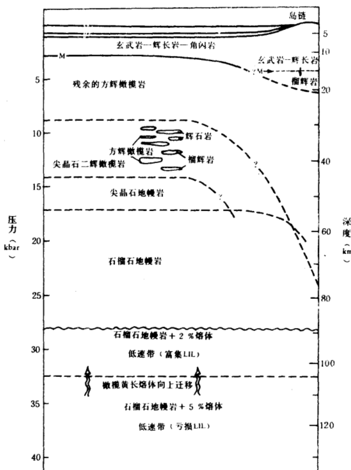


图8—5 地幔结构模式图(Greenwood,1976)，M—莫霍面

关于地幔地球化学演化的最可靠的证据来自长寿放射性同位素的衰变产物。^{87}Sr是由长寿同位素^{87}Rb衰变而成的；而^{86}Sr不是衰变的产物，其丰度是固定的。因此^{87}Sr／^{86}Sr的比值在地球内随着^{87}Rb的衰变而逐渐增加。整个地球的Rb／Sr＝0.03,原来的^{87}Sr／^{86}Sr＝0.699,现在变为0.7047。Rb是大阳离子的亲石元素，相对于Sr趋向于集中在地壳中，所以地壳中的Rb／Sr比值必然增大(＝0.125)。而亏损Rb的地幔的^{87}Sr／^{86}Sr则小于整个地球，为0.7028。洋中脊玄武岩(MORB)的^{87}Sr／^{86}Sr＝0.7028,则证实了这一点。

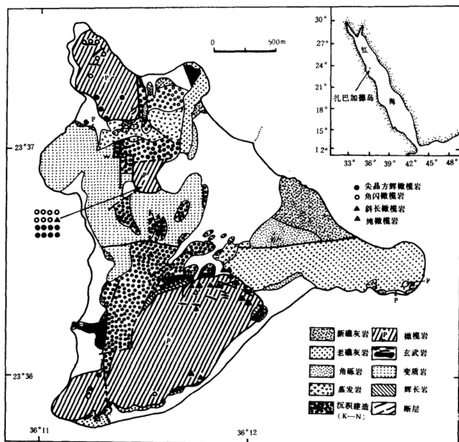


图8—6 红海扎巴加德岛地质简图 (Bonatti,1986)

大洋岛屿玄武岩(OIB)的$^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7028—0.7050,接近整个地球的0.7047,故认为是来自未亏损或稍亏损的地幔。玄武岩中的超镁铁岩包体的$^{87}Sr/^{86}Sr$亦为0.7028—0.7050。所以，亏损的地幔仅为一部分。

Nd同位素的研究表明，球粒陨石中的Sm/Nd与罗德西亚太古代绿色片岩中的比值一致，为0.308。由此可计算出4.55 Ga时原始地球的$^{143}Nd/^{144}Nd$=0.50682,现代未分异的地球应为0.51266。MORB的相应值为0.51336—0.51386;OIB的为0.51296—0.51326。都高于地球的值，因此洋中脊、大洋岛屿玄武岩都是来自亏损的地幔。

二 超镁铁岩在洋底的分布

超镁铁岩组成了上地幔，但在洋壳表层亦有上升侵位的底辟型小岩体，主要分布在

扩张中心和板块边缘。扩张中心包括初始大洋裂谷、成熟的洋中脊区及转换断层的断裂带。边缘则包括被动边缘及活动(俯冲)边缘。

(一)初始大洋裂谷

在初始大洋裂谷—红海(5 Ma年前开始扩张)内，距轴线西侧50 km处的扎巴加德岛(Zabargad Island)上有三块小橄榄岩体出露(图8—6)，岩体长径0.3—4 km。岩性主要为尖晶石二辉橄榄岩，是红海下的地幔物质由30 km深处迅速上升侵位而形成。

(二)成熟洋中脊区

在扩张缓慢的大西洋洋中脊、印度洋洋中脊的裂谷和断裂带，用拖网、潜球取到了蛇纹石化橄榄岩的碎块。深海钻探的一些钻孔也钻到了这种岩石，以Leg106的670A钻孔(1986)最成功。继阿尔文潜球在大西洋中脊裂谷西壁(23°N)发现了数km^2的蛇纹石化橄榄岩后，ODP670A孔(1986)也钻到了。孔深92.5 m,上覆6.4 m为沉积物，向下86.1 m为蛇纹石化橄榄岩(图8—7)。由浅至深可分为四个单元：(1)6.4—46 m,蛇纹石化方辉橄榄岩，向下蛇纹石化减弱。(2)46—52 m,蛇纹岩，有明显的龟甲状构造，蛇纹石化>95%。(3)52—66.5 m,绿色方辉橄榄岩，强叶理化*,有拉长的斜方辉石碎斑及铬铁矿晶体。(4)66.5—92.5 m,绿色蛇纹石化方辉橄榄岩及暗色蛇纹岩，有明显的大网格结构或脉状结构。这些单元均含有充填石棉的裂隙。

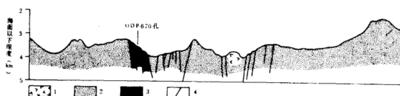


图8—7 大西洋中脊裂谷剖面(Bryan,1988)

1—新火山带 2—老玄武岩 3—蛇纹石化橄榄岩 4—主要正断层

转换断层的大断裂带的水平断距都超过100 km,地形上为一深谷。在大西洋、印度洋的这种大断裂带内广泛的取样及钻探都取到了超镁铁岩。太平洋仅个别断裂带内发现。赤道大西洋罗曼希断裂带的地震反射资料表明，断裂南盘(3000—7000 m深)几乎全由蛇纹石化方辉橄榄岩、二辉橄榄岩组成，有少量变质辉长岩；北盘仅少量橄榄岩。

(三)被动及活动边缘

被动边缘处于薄陆壳与洋壳的交界处。太平洋、南冰洋板块之间的西南澳大利亚边缘发现了二辉橄榄岩。ODPLeg103(1987)在大西洋伊比利亚边缘钻到了橄榄岩，侵位在白垩纪初始洋壳和薄陆壳之间。

属于活动边缘的太平洋西侧的马利亚纳海沟、汤加海沟及大西洋西侧的波多黎各海

* 叶理(foliation)是指岩石中结构、构造的面状排列，与片理同义。

沟等处均有超镁铁岩产出。在汤加海沟的陆侧沟坡(9 km深)上找到了有较新鲜的方辉橄榄岩及纯橄榄岩。

三　岩石学特征

大洋超镁铁岩往往发生强烈的蛇纹石化，给岩石学研究造成了困难。但蛇纹石化产生的次生矿物多以假象存在，故根据假象的外形能判断恢复原生矿物，从而确定岩石类型。Dick(1984)使用此方法确定大西洋、印度洋大断裂带的超镁铁岩多属方辉橄榄岩。近年来发现红海扎巴加德岛上的橄榄岩岩性很新鲜，呈橄榄绿色，岩石类型主要为尖晶石二辉橄榄岩，次要的有斜长橄榄岩和角闪橄榄岩。另外，层2玄武岩及大陆玄武岩内常含有橄榄岩包体，主要岩性为二辉橄榄岩及方辉橄榄岩。包体被认为是上地幔部分熔融的残余，可作为推测上地幔岩性的依据。因此确定，上地幔顶层由于部分熔融程度的不同而由二辉橄榄岩(熔融弱)及方辉橄榄岩(熔融强)组成。

(一)岩石类型

1.二辉橄榄岩

二辉橄榄岩由橄榄石(50—80%)、斜方辉石(10—40%)及单斜辉石(5—25%)组成，与方辉橄榄岩的区别是单斜辉石含量≥5%.红海扎巴加德岛的二辉橄榄岩为尖晶石二辉橄榄岩，含橄榄石65%,顽火辉石16%,透辉石16%,尖晶石3%.具有原生粒状结构(protogranular texture)或粗粒镶嵌结构。橄榄石、顽火辉石粒径较粗(2—3 mm)，透辉石、尖晶石粒度较细(多<1 mm)。橄榄石为它形晶，呈现波状消光。尖晶石分布于顽火辉石晶体的边缘或内部。原生粒状结构可渐变为碎斑或碎裂结构。印度洋卡尔斯伯格海脊欧文断裂带、中印度洋海脊阿尔戈断裂带、西南印度洋海脊裂谷(26°S,67°E)及阿特兰蒂斯II 断裂带、美州南极海脊NW布尔拉德断裂带的蛇纹石化橄榄岩经假象形态定量分析后确定其为二辉橄榄岩，含橄榄石63.4—72.3%,顽火辉石15.6—29.6%,透辉石5.1—8.1%,尖晶石0.18—0.98%.玄武岩中的包体也以尖晶石二辉橄榄岩为最广泛。

2.方辉橄榄岩

方辉橄榄岩主要由橄榄岩(60—90%)及斜方辉石(10—30%)组成，单斜辉石含量0—5%.也可含尖晶石(0—3%)。在大西洋洋中脊及印度洋洋中脊的多个断裂带采到的蛇纹石化橄榄岩，根据假象形态定量分析变化前主要属方辉橄榄岩，含橄榄石71.2—91.9%,顽火辉石14.4—25.4%,透辉石0.06—4.96%,尖晶石0.22—0.91%.

北大西洋中脊阿特兰蒂斯II 断裂带670A孔86 m深度内以方辉橄榄岩为主。含35%橄榄石、8%斜方辉石及2%单斜辉石；次生矿物为蛇纹石(45%)、绢石(5%)、透闪石及滑石。恢复后的原岩应含橄榄石85%、斜方辉石12%、单斜辉石2%及尖晶石1%.具碎斑结构，橄榄石、辉石组成应变碎斑，被重结晶的橄榄石碎粒基质包围。叶理构造发育，表明是在高温下发生变形。尖晶石、顽火辉石呈定向排列，可能是在上地幔条件下发生的塑性流动及同构造结晶作用的结果。实验表明，这种组构产生在1000—1150℃,10—15 kbar条件下，应变速率为$10^{-6}—10^{-7}S^{-1}$.合成组分的实验表明，尖晶石橄榄岩仅在10—20 kbar下稳定，相当于深度30—60 km.在10 kbar压力以下，斜长石将交代尖晶石，形成斜长橄榄岩。

3. 斜长橄榄岩

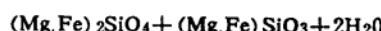
含斜长石＞2%的橄榄岩。红海扎巴加德岛的斜长橄榄岩含橄榄石62%，斜方辉石11%，单斜辉石9%，斜长石(An_{55})16%。常显碎裂及碎斑结构。在尖晶石二辉橄榄岩中呈断续条带产出。

岩石类型的变化反映了地幔的亏损程度和部分熔融程度。随着熔融程度的增加，残余固相中橄榄石含量增加，单斜辉石迅速减少。起初，斜方辉石减少得较慢，但在单斜辉石消失后亦减少得较快。因此，岩石类型由二辉橄榄岩变为方辉橄榄岩。

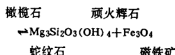
4. 蛇纹岩

北大西洋洋中脊670A孔中蛇纹岩是仅次于方辉橄榄岩的主要超镁铁岩。含蛇纹石90－95%，其余的5－10%为残余的斜方辉石、尖晶石碎斑。恢复后橄榄石90－95%，故原岩为纯橄榄岩。蛇纹石化可分为四阶段：(1)弥漫型蛇纹石化，原生相发生弥漫性水化，橄榄石是第一个完全蛇纹石化相，然后是斜方辉石和单斜辉石。此时期的主要蛇纹石族矿物是利蛇纹石(lizardite)，橄榄石假象呈网状结构。利蛇纹石组成核心，外环为纤蛇纹石，滑石亦可成为外环。(2)纤蛇纹石形成，这一阶段在张裂隙中发生广泛的纤蛇纹石的结晶作用，纤维垂直脉壁。(3)叶蛇纹石形成不规则剪切带，厚0.5－1 cm，叶蛇纹石交代纤蛇纹石。(4)第二世代纤蛇纹石形成，晚期张性脉被第二世代纤蛇纹石充填，切割以前形成的结构，约占10%。

弥漫式蛇纹石化是无水橄榄岩系统向含水系统的过渡：



$$(Mg,Fe)_2SiO_4+(Mg,Fe)SiO_3+2H_2O$$



$$\rightleftharpoons Mg_3Si_2O_3(OH)_4+Fe_3O_4$$

实验表明，蛇纹石化组合在325℃下稳定。叶蛇纹石的形成与变形有关，稳定时的温度、压力较高($T=325—500℃$，$P<3$ kbar)，故交代纤蛇文石。

(二)主要造岩矿物和矿物化学

1. 橄榄石

橄榄石多属贵橄榄石(镁橄石分子Fo＝87－90%)，少量可达镁橄榄石(Fo＝90－93%)。不同构造环境中橄榄石的Fo含量呈现规律变化，从初始大洋裂谷到被动边缘、洋中脊、活动边缘逐渐增大(图8－8A)，反映了橄榄岩的难熔程度逐渐增加，即地幔的亏损程度及部分溶融程度逐渐加大。

2. 辉石

斜方辉石的成分范围很窄，含顽火辉石分子(En)85.0－92.0%，大都属古铜辉石，少数可达顽火辉石。半自形及它形颗粒较粗大，粒径1－25 mm，含单斜辉石条纹。常存在应变特征，如波状消光、解理弯曲、形态拉长及碎粒化。在蛇纹石化橄榄岩中，斜方辉石常发生绢石化，交代作用往往从边缘开始。不同构造环境下斜方辉石的Al_2O_3含量呈现规律变化(图8－8B)，与橄榄石中的Fo含量变化趋势正相反。大西洋、印度洋洋

中脊断裂带的超镁铁岩中顽火辉石的Al_2O_3含量及Mg／(Mg＋Fe)与岩石中橄榄石频率分别呈负、正相关。

单斜辉石的成分中，硅辉石分子(Wo)38—49%，斜顽辉石分子(En)47—56%，单斜铁辉石分子(Fs)4—6%，属透辉石。

根据Wells(1977)可用斜方及单斜辉石作为地质温度计。按此方法计算了红海初始大洋裂谷的尖晶石二辉岩及斜长石二辉岩的平衡温度平均为897℃—885℃。

3. 尖晶石

棕色至绿色，含$Cr_2O_3$8.52—20.93%，属含铬尖晶石。红海扎巴加德岛尖晶石化学式为$(Mg_{0.59-0.78}Fe_{0.26-0.51})(Al_{1.09-1.84}Cr_{0.10-0.78})O_4$。为它形粒状或呈集合体。在强蛇纹石化岩石中，尖晶石被次生磁铁矿所包裹或被张裂隙所分割。尖晶石中Cr／(Cr＋Al)比值在各个构造环境内的变化与橄榄石中Fo的变化趋势一致(图8—8C)，即随着橄榄岩的难熔性增大，尖晶石内Cr／(Cr＋Al)的比值增高。大西洋、印度洋洋中脊各个断裂带的超镁铁岩中尖晶石内Cr／(Cr＋Al)的比值与岩石内橄榄石频率呈正相关。

矿物化学的资料表明，地幔熔融程度变化时，不但残余

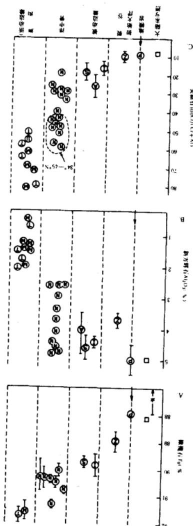


图8—8 不同构造环境中二辉橄榄岩主要造岩矿物的矿物化学变化规律(Bonatti，1989)

P—地幔岩，Z—红海扎巴加德岛，I—大西洋伊比利亚边缘，S—大西洋斯匹次卑尔根边缘，A—澳大利亚边缘，N—北大西洋，M—马利亚纳海沟，T—汤加海沟，U—波多黎各海沟。

固态的各个矿物相的相对丰度发生变化，每一矿物相的成分也发生变化。随着部分熔融程度的增大，橄榄石、辉石的Mg／Fe及尖晶石的Cr／Al加大，而辉石的Al、Na、Ti减少。反映了亲岩浆元素Al、Fe、Ti、K、Na进入熔体而难熔的Mg、Cr残留在残余固相中。由此可看出，以初始大洋裂谷→被动边缘→洋中脊→活动边缘等构造环境中，下伏地幔的部分熔融程度和亏损程度依次加大。

（三）全岩的化学成分

地幔橄榄岩在侵入洋壳时多发生蛇纹石化，可造成Ca、Mg、Fe、Na的迁移，但Al变化不大，故全岩Al_2O_3含量能反映原始岩石特征（表8－1）。初始大洋裂谷（红海）的尖晶石二辉橄榄岩的全岩化学成分及Al_2O_3含量与地幔岩近似，故近于无亏损，而北大西洋洋中脊（24—45°N）处的蛇纹石化超镁铁岩Al_2O_3浓度较低，亏损程度较高。因此，地幔岩—初始大洋裂谷—被动边缘—成熟洋中脊—活动边缘为一Al_2O_3浓度逐渐降低的系列（图8－9A）。

Mg／（Mg＋Fe）的值可能因蛇纹石化的影响而变化，但也显示出与Al_2O_3浓度变化相反的趋势（图8－9B）。

四　各个构造环境下的超镁铁岩特征

（一）初始大洋裂谷

根据Jaques（1980）的资料，原始地幔岩的成分为（在15 kbar压力下）：Al_2O_3＝3.9％，100 Mg／（Mg＋Fe）＜89，橄榄石中F_0＝88－89，斜方辉石中Al_2O_3＝5.5％，尖晶石中100 Cr／（Cr＋Al）＝8－10。与此值相比，初始大洋裂谷—红海的二辉橄榄岩的亏损程度近于零，是提取玄武岩浆前的上地幔物质。此尖晶石二辉橄榄岩内包含断续带状斜长橄榄岩及角闪石橄榄岩。前者是二辉橄榄岩上升时捕虏的小块熔体，

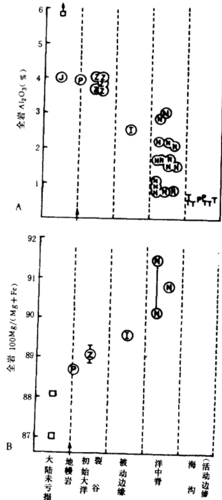


图8－9　不同构造环境中超镁铁岩的Al_2O_3含量（A）及Mg／（Mg＋Fe）的变化（B）（Bonatti，1989）

J—未亏损包体，　P—地幔岩，　Z—红海扎巴加德岛，I—大西洋伊比利亚边缘，　N—北大西洋，T—汤加海沟，　P—波多黎各海沟

表8—1　大洋超镁铁岩的化学成分

化学成分	橄榄岩(15)* (赤道大西洋断裂带) (%)	蛇纹岩(15) (大西洋洋中脊) (%)	方辉橄榄岩(20) (印度洋) (%)	二辉橄榄岩(13) (印度洋) (%)	地幔岩 (%)	尖晶石二辉橄榄岩(5) (红海扎巴加德岛) (%)
SiO_2	45.08	47.05	45.08	45.72	45.1	44.65
TiO_2	0.21	0.05	0.20	0.20	0.2	0.15
Al_2O_3	2.72	2.00	2.21	3.42	3.3	3.85
全Fe	8.93	9.28	7.85	7.64	8.0	{1.89 (Fe_2O_3) 6.74 (FeO)
MnO	0.15	0.13	0.20	0.20	0.14	0.14
MgO	40.33	39.83	42.45	39.21	38.1	38.00
CaO	1.41	0.83	1.01	2.61	3.1	3.18
NaO	0.35	0.19	0.20	0.20	0.4	0.34
K_2O	0.03	0.02	0.10	0.10	0.3	0.03
P_2O_5	0.07	0.02			0.02	0.01
Cr_2O_3	0.45	0.36	0.40	0.40		
NiO	0.27	0.24	0.30	0.30		
Mg／(Mg+Fe) (原子数)	0.889	0.884	0.906	0.901	0.870	0.890

* 样品数

后者是交代作用的产物。

红海的橄榄岩中斜方辉石内的Al_2O_3含量较地幔岩、被动边缘甚至部分大洋中脊的低。这一情况表明，决定斜方辉石中的Al_2O_3浓度的因素很复杂，受全岩成分、温度，压力所控制，以温度为最重要。用二辉地质温度计对不同构造环境橄榄岩的平衡温度进行计算后发现，初始大洋裂谷区温度较之洋中脊区为低，前者为897℃，后者为920—1300℃。可以认为，初始裂谷较之成熟的洋中脊具有较低的热状态，软流上升较慢，部分熔融程度很低。

（二）洋中脊橄榄岩

裂谷山系及大断裂带的橄榄岩已强烈蛇纹石化，主要（83.5%）为方辉橄榄岩，二辉橄榄岩仅占16.5%。根据元素化学及矿物化学资料，亏损程度达10—25%。洋中脊下较高的热状态（920—1300℃）反映了软流的较迅速上升。

（三）活动边缘

现代俯冲带的橄榄岩具有以下特点：(1)全岩化学成分中Al_2O_3极低（$<0.6\%$）；(2)斜方辉石Al_2O_3含量最小（$<2\%$）；(3)橄榄石中Fo高（$>91\%$）；(4)尖晶石中100 Cr／(Cr+Al)高（>50），是大洋中最难熔的橄榄岩，较原始地幔物质亏损程度高达30%。这种强亏损可能由于俯冲板块带入了较多的水，使附近的地幔物质发生进一步的部分熔融所造成。

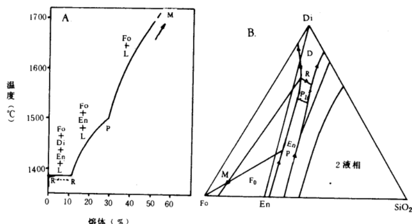


图8—10　镁橄榄石（Fo）—透辉石（Di）—SiO_2体系内二辉橄榄岩（M）的熔融量随温度的变化（A）及相关关系（B）（Maaløe，1985）

En—顽火辉石，R—反应点，RP—反应曲线，L—液相

五　地幔的部分熔融

喷出地表的岩浆主要由地幔物质经部分熔融而成。部分熔融的发生可能由于下列两种效应：(1)对流流及地幔羽体因上升而减压；(2)俯冲的洋壳被加热，但多形成安山岩

浆。

上地幔由二辉橄榄岩组成，当发生熔融时，其熔融曲线取决于成分和压力。镁橄榄石—透辉石—SiO_2体系可以认为是一简化的二辉橄榄岩的体系(图8—10)，M点相当于尖晶石二辉橄榄岩的成分(图8—10B)。在反应点R处有约12%的熔体形成(图8—10A)，此时透辉石(Di)已全部进入熔体中，然后，熔体将沿RP曲线向P移动，斜方辉石(En)逐渐熔融，最大熔融量达到28%，最后，曲线由P移向M(图8—10B)，镁橄榄石(Fo)亦逐渐熔融。曲线在每一固相完全熔融后将出现转折，然后该段曲线的斜率渐降低，但各个曲线段的斜率随温度升高而依次增高。

图8—11所示为含MgO 37.2%的二辉橄榄岩(相当于地幔岩)的两条熔融曲线，上部的熔融曲线代表在30 kbar压力和不含流体相的条件下；下部曲线代表相同压力但含过量CO_2的条件。CO_2的存在降低了熔融温度(初始溶融由1580℃降为1100℃)，增大了第一曲线段的斜率。熔体的成分随着熔融程度的变化而变化(图8—12)。随着熔融程度的增大，MgO增加幅度最大；FeO稍增大；Al_2O_3渐降低；CaO最初增大，当熔融量达24%时丰度最高，以后又渐下降；SiO_2变化不大。

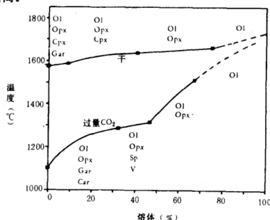


图8—11　二辉橄榄岩的两条熔融曲线(Maalφe,1985)
Ol—橄榄石　Opx—斜方辉石　Cpx—单斜辉石
Gar—柘榴石　Car—方解石
Sp—尖晶石　V—挥发分

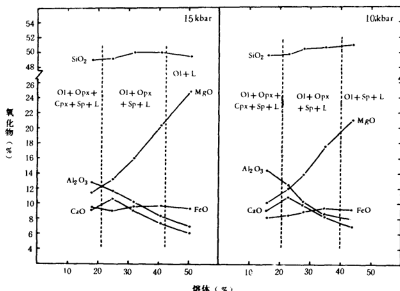


图8—12　二辉橄榄岩在15kbar，10kbar压力下发生部分熔融时，熔体成分的变化（Jaques，1980）
L—流体，其它代号同图8—11

第三节　洋壳层2的组成岩石——大洋玄武岩

组成洋壳层2的岩石——大洋玄武岩是地球上体积频率最大的火成岩，主要沿扩张中心以岩流形式喷出，也以岩墙、岩床形式侵入。随着扩张作用不断的进行，原扩张中心的玄武岩不断向两侧推移，组成了整个洋底。太平洋东、西缘最古老大洋玄武岩的时代可达侏罗纪（距今136—190 Ma），其矿物、化学特征与现代洋中脊玄武岩基本相似；所以推测，自中生代以来玄武岩的成分变化不大。沿洋中脊玄武岩的生产速率为10—20 km^3／a，其中一半以上为岩流，其余的为侵入体。

玄武岩是含$SiO_2$45—53%的基性喷出岩，根据碱度又分为钙碱性和碱性。钙碱性、碱性的划分是根据里特曼指数(δ)（1957），$\delta=(K_2O+Na_2O)^2/(SiO_2-43)$ (wt%)，δ<3.3为钙碱性；δ>3.3为碱性。属于钙碱性的主要有拉斑玄武岩（Al_2O_3<16—17%）和高铝玄武岩（Al_2O_3>16%）。属于碱性的则为碱性玄武岩。沿洋中脊喷出的绝大部分为拉斑玄武岩（tholeiite）。在板块内部热点处产生的岩流喷出后形成了呈簇状或链状展布的海山，如露出水面则成为火山岛。靠近扩张轴的火山岛主要由拉斑玄武岩组成，但也有碱性玄武岩共生；离扩张轴较远的火山岛则主要分布着碱性玄武岩（alkali basalt）。

一 类型

玄武岩(basalt)一词来自希腊语，意为试金石(touchtone)。早在1930年，Rickey等就提出有两种类型的玄武质岩浆——碱性玄武岩浆和拉斑玄武岩浆。

Kuno(1960)研究日本的玄武岩后，发现有三种类型的玄武岩：(1)拉斑玄武岩，低Al_2O_3低碱；(2)碱性玄武岩，碱较高，Al_2O_3含量变化很大；(3)高铝玄武岩，Al_2O_3>16.5%，碱中等。

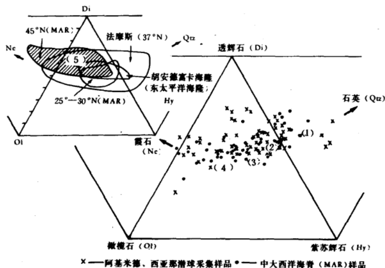


图8—13 标准霞石—透辉石—橄榄石—紫苏辉石—石英图解(Yoder,1962;Hekinian,1982)
(1)过饱和拉斑玄武岩；(2)饱和拉斑玄武岩；(3)不饱和橄榄拉斑玄武岩；(4)橄榄拉斑玄武岩；(5)碱性玄武岩

Yoder(1962)主要根据夏威夷群岛的资料，按标准(计算)矿物成分将玄武岩划分为五种类型(图8—13)：(1)过饱和拉斑玄武岩，具有标准紫苏辉石和石英；(2)饱和拉斑玄武岩，具标准紫苏辉石和石英；(3)不饱和橄榄拉斑玄武岩，含标准紫苏辉石和橄榄石；(4)橄榄拉斑玄武岩，含标准橄榄石；(5)碱性玄武岩，含标准霞石。

Macdonald(1964)提出了对夏威夷群岛玄武岩的分类：

1. 拉斑玄武岩类，含拉斑质矿物

(1)拉斑质玄武岩，含橄榄石<5%。

(2)拉斑质橄榄玄武岩，含橄榄石≥5%。

(3)大洋型苦橄玄武岩，含丰富的橄榄石斑晶和<30%的长石斑晶。

2. 碱性岩类，含碱性矿物

(1)碱性玄武岩，含橄榄石<5%。

(2)碱性橄榄玄武岩，含橄榄石≥5%，标准霞石<5%。

(3)碧玄岩(basanite)，含标准霞石>5%，并实际含霞石及长石。

(4) 似碧玄岩(basanitoid)，含标准霞石>5%。

(5) 橄榄辉玄岩(ankaramite)，含丰富的橄榄石、普通辉石斑晶，但长石总量<30%。

(一) 洋底拉斑玄武岩的类型

60年代以来特别是开展深海钻探以来，对大洋拉斑玄武岩又根据矿物成分及结构进行了详细的划分(也有化学分类，详见岩石化学部分)。Hekinian(1973—1976)根据大西洋中脊的资料提出下列分类：

1. 苦橄玄武岩
2. 高斑斜长石玄武岩(HPB)
3. 中斑斜长石玄武岩(MPB)
4. 橄榄斜长辉石玄武岩(OPPB)
5. 橄榄玄武岩(OB)
6. 斜长辉石玄武岩(PPB)

这种分类往往夸大了矿物的作用，且难于应用到玻璃质岩石中。

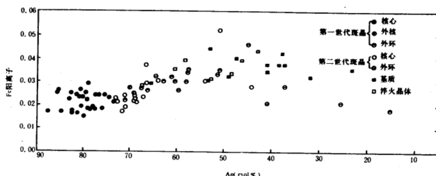


图8-14 南大西洋洋中脊(26—29°S)拉斑玄武岩中斜长石的Fe^{2+}(以8个O为基础)—斜长石的An相关图(Carman, 1984)

80年代以来的DSDP和ODP报告中，对拉斑玄武岩的分类首先根据结构分为无斑及斑状。斑状玄武岩又根据斑晶的矿物成分及结晶顺序来划分，而不考虑矿物的相对含量。斑晶含量1－2％为少斑；2－10％为中斑；＞10％为多斑。分为以下几种类型：

1. 橄榄斜长辉石斑状玄武岩(OPCB)
2. 橄榄斜长斑状玄武岩(OPB)
3. 橄榄辉石斑状玄武岩(OCB)
4. 斜长辉石斑状玄武岩(PCB)
5. 无斑玄武岩(AB)，斑晶含量＜1％。

东太平洋海隆哥斯达黎加裂谷504B孔中斑状玄武岩的斑晶的矿物成分及结构特征列于表8－2中。该钻孔(玄武岩岩芯长1287.8 m)内60－70％的岩石属斑状，大部分为少—中斑，基质为隐晶质—中粒，玻璃质出现在冷凝边内。以OPCB及OPB较常见，而PCB很少出现(＜5％)。无斑玄武岩(30－40％)是最粗粒的玄武岩，粒度细—中粒，多存在于岩墙及块状层中。

表8－2 DSDP504孔拉斑玄武岩的类型及成分*

类 型	斑 晶				基 质(％)
	矿物	含量(％)	粒径(mm)	形态	
OPCB	橄榄石 斜长石 单斜辉石 尖晶石	0.5－9.0 1.0－20.0 0.5－10.0 <<1.0	0.3－4.0 0.1－3.0 0.3－5.0 0.1－0.5	自形－半自形 自形－半自形 半自形 自形	60.0－97.0
OPB	橄榄石 斜长石	2.0－3.0 0.5－7.0	0.2－3.0 0.3－3.0	自形 自形	90.0－97.5
OCB	橄榄石 单斜辉石	2.0 0.5	1.0－2.5 <3.0	自形 半自形	97.5
PCB	斜长石 单斜辉石	1.0－8.0 0.5－3.0	0.2－2.0 0.5－2.5	自形 自形	89.0－98.5
AB					橄榄石1－15％ 斜长石35－60％ 单斜辉石30－50％

* 根据Kempton(1985)的资料

(二)碱性玄武岩类

碱性玄武岩类的鉴别标志主要根据里特曼指数，δ＝3.3－9为碱性，δ＞9为过碱性。也可根据存在霞石或标准霞石来判断。岛屿、海山、洋底出现的碱性玄武岩类最常见的为碱性玄武岩，其它有橄榄辉玄岩、碧玄岩及粗面玄武岩等。

碱性玄武岩的斑晶矿物成分除斜长石外，还出现碱性长石，如钠透长石，歪长石、钾长石。基质中存在较酸性的斜长石(An_{30-50})及碱性长石。化学成分最明显的特点是(Na_2O+K_2O)＞4％。

二 矿物成分

拉斑玄武岩主要由斜长石和辉石组成；次要矿物有橄榄石、尖晶石；副矿物常见Fe、Ti、氧化物。碱性玄武岩所特征的是可出现碱性长石和副长石（霞石、白榴石）。

（一）橄榄石

橄榄石是最早的结晶相，主要组成斑晶，含量1—10%，但多为1—3%。作为斑晶时呈自形—半自形，粒径0.2—6.0 mm，但多为1—2 mm。也可具浑圆的外形，说明与熔浆处于不平衡而受到熔蚀，也可能属捕虏晶，系熔浆在深处捕获岩浆房壁或通道壁上的晶体携带至地表。橄榄石的矿物相多为贵橄榄石（Fo_{81-90}），捕虏晶可能为镁橄榄石（F_o>90）。富含辉石的拉斑玄武岩含橄榄石可能由贵橄榄石至镁铁橄榄石（Fo_{49}）。大部分橄榄石环带构造不明显，由中心到边缘Fo的mol%变化不大。多呈单个斑晶出现，也有呈聚合斑晶或与斜长石一起组成聚合斑晶。在淬火相中常呈枝状骸晶，含玻璃质包裹体。橄榄石常发生次生变化而成为假象。

根据橄榄石与所共生的玻璃的FeO／MgO（mol%），可求得Fe、Mg在橄榄石和熔浆间的分配系数（K_D）：

$$K_D=\left(\frac{X_{FeO}}{X_{MgO}}\right)\Big/\left(\frac{X'_{FeO}}{X'_{MgO}}\right)$$

$$=\frac{X_{FeO}}{X'_{FeO}}\cdot\frac{X'_{MgO}}{X_{MgO}}$$

X—橄榄石晶体中的浓度（mol），x'—玻璃质基质中的浓度（mol）。

中大西洋洋中脊裂谷（37′N）玄武岩的一系列样品内K_D=0.28。K_D具有固定值，说明橄榄石是在与岩浆平衡的条件下结晶的。而同时共生的斜长石玄武岩，橄榄石MgO／FeO与所共生玻璃的MgO／FeO的比值小于0.28，是在与熔体不平衡条件下结晶的，可能为带至浅部的捕虏晶，故往往受到熔蚀。

（二）斜长石

斜长石是最主要的成分，既作为斑晶又组成基质。斑晶中有时出现两世代。第一世代在深部岩浆房内结晶呈短柱状，成单晶或聚斑，粒径常为1—1.5 mm。聚斑由不同大小的2—10个晶体组成。第二世代则为显微斑晶（<0.01 mm），在岩浆上升阶段结晶。在海底结晶的淬火相斜长石骸晶呈燕尾状、锥状。典型的洋中脊拉斑玄武岩（MORB），第一世代斑晶核心的成分为培长石（An_{74}—An_{87}），变化范围可达An_{57}；第二世代富含钠，平均为拉长石（An_{67}），变化范围可达中长石（An_{76}—AN_{47}）。淬火相平均An_{51}，变化范围为An_{72}—An_{24}（图8—14）。

在北大西洋中脊（23°N）裂谷内，橄榄斜长斑状玄武岩的斜长石斑晶具有复杂的形态及复杂的环带构造：(1)无环带构造的核心（自形或浑圆、港湾状）被韵律性强的细环带状外带所围绕；(2)骸晶状核心，有隐晶质熔体包裹体，呈斑点状分布，向外为正常环带；(3)自形、浑圆及港湾状核心被骸晶外带包围，后者含玻璃质包裹体。Detrick（1988）认为，斜长石的这种复杂的形态、复杂的环带构造及不平衡的成分反映了来自两个或更多的岩浆囊的岩浆的混合作用。混合是洋中脊岩浆系统的多幕性及阶段性补给

的结果。

通过斜长石—熔体平衡关系的实验查明(Drake,1976)，D_{Na}(分配系数)主要受温度控制，温度高于1200℃时，$D_{Na}<1$.Na^+浓集在熔体中，与四面体配位的Al结合紧密。温度降至1200℃以下$D_{Na}>1$,Na富集于长石内。D_{Ca}亦强烈受温度影响，在1430 ℃以下。$D_{Ca}>1$,富集在斜长石中。由此可解释斜长石为何向低温演化时An%降低。

(三)碱性长石

在碱性玄武岩中有碱性长石，如钠长石、歪长石、钠透长石及钾长石。在南大西洋洋中脊的碱性玄武岩岩床中，碱性长石在斜长石外形成面网衍生包壳(epitaxial mantle;图8—15)，或出现在基质中。此碱性长石多为钠透长石，有时呈现环带，由里向外成分发生依次的变化：钾中长石→钾更长石→钙歪长石→歪长石。斑晶核心外壳的碱性长石的相变可能由于岩床内挥发分和碱的向上迁移而促进了晶体与熔浆的不断反应。

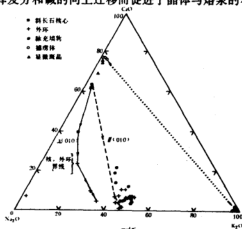


图8—15　南大西洋中脊(29°29′S)524孔碱性玄武岩中长石的成分，核心为斜长石，包壳为碱性长石(Carman,1984)

纯钾长石的出现往往是热液交代的产物。北太平洋帝王海山北端碱性玄武岩中，斜长石的核心被透长石所交代，两者之间界线不规则。

(四)辉石

仅出现单斜辉石，成分多为顽火透辉石及普通辉石(En_{46-55}　Wo_{38-44}　Fs_{5-12};图8—16)；但在淬火相及分异残余相中(反应边及粒间微小晶体)中可出现次透辉石(Wo_{45-50})，偶尔见易变辉石。辉石以组成基质为主，斑晶中出现较少。斑晶含量0.5—10%,粒度<0.5—5.0 mm(长轴)，多为1—2 mm,自形—半自形。在厚层岩流中发育的较大它形晶体可包含多个斜长石小晶体，这反映了基质斜长石在辉石斑晶表面成核并生长。这种辉石在深部形成，进入地表继续生长而包裹了基质长石。在淬火相中辉石在骸晶呈各种枝状形态。骸晶在球粒及填间结构中亦可出现。

较大的辉石晶体常被熔蚀，属捕虏晶，含Cr_2O_3可达1.33wt%.但共生的斑晶和基质含Cr<0.3%。

通过详细分析可看出辉石晶体化学成分的演化的规律(图8—16B)。斑晶由核心向外富含Ti，捕虏晶则先逐渐富集Al(Ⅳ)，然后逐渐富集Ti(图8—16B)。

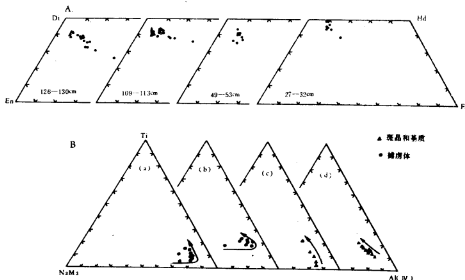


图8—16 哥斯达黎加裂谷504B孔拉斑玄武岩中单斜辉石的成分(A)及演化趋势(B)(Kempton，1985)
En—顽火辉石分子，Fs—铁辉石分子，Di—透辉石分子，Hd—钙铁辉石分子

(五)结晶顺序

Autio(1983)对哥斯达黎加裂谷504B孔的拉斑玄武岩进行了1atm* 下的熔融试验。拉斑玄武岩在1210℃完全融熔，结晶顺序如下：

少量橄榄石或斜长石→橄榄石+斜长石→橄榄石+斜长石+单斜辉石。但是，三个矿物的液相线温度变化很大，且每个矿物随样品而不同，这反映了岩浆演化的复杂性。

Carman(1984)在研究南大西洋洋中脊519、

结晶位置	岩浆房内	上升过程	海底
结构特征	第一世代斑晶	第二世代斑晶	淬火晶体

519孔：尖晶石、斜长石、橄榄石、单斜辉石、金属矿物

520孔：橄榄石、斜长石、单斜辉石、金属矿物

524孔：橄榄石、斜长石、单斜辉石、金属矿物

图8—17 南大西洋洋中脊519、520、524孔拉斑玄武岩的结晶过程(Carman，1984)

* 1atm=101325Pa

520、524孔的拉斑玄武岩时，确定了更为复杂的结晶顺序，如图8—17所示。

三 结构

枕状、薄层状、岩墙状玄武岩的晶质内部与冷凝边的结构明显不同。

(一)晶质玄武岩的结构

晶质玄武岩以斑状结构为主，斑晶粒径多为1—2 mm，有时达4—5 mm，含量1—30%，多为2—5%。斑晶有单晶及聚晶，聚晶是由于岩浆流动而形成的。基质为隐晶质—中粒，多为辉绿结构，也可为次辉绿—间粒结构。无斑玄武岩粒度细—中粒，为次辉绿—间粒结构。

(二)冷凝边的结构

岩枕的冷凝边具有明显的结构分带(Kempton，1985)，从外向内依次为：(1)玻璃；(2)含球粒(Spherulite)玻璃；(3)聚合球粒；(4)羽状辉石及斜长石组成的束状结构(sheaf texture)。再向内则过渡为晶质结构。

玻璃质带，厚1—4 mm，玻璃通常角砾化或破裂成多角形，呈黑色(薄片下为黄褐色)。玻璃中散布着自形斜长石和橄榄石的斑晶。

含球粒玻璃质带，宽2.5—5 mm。玻璃中散布着球形—椭球形暗褐色球粒，粒径0.1—0.3 mm。球粒主要由呈放射状排列的单斜辉石、斜长石及玻璃围绕斜长石微晶而组成。

聚合球粒带，与带2的区别是球粒在生长时相聚合而具多边形轮廓，粒径较大(0.55 mm)。除与上带相同的暗褐色球粒外，还有另一种浅褐色球粒由枝状橄榄石组成，其间充填着斜长石和玻璃。

束状结构带，斜长石针组成束状，其间分布着羽状辉石。

岩墙虽属侵入接触，但其接触带(宽1—3 cm)的结构分带亦很明显。由外向内可分为六带：(1)玻璃；(2)隐晶质等粒或斑状；(3)似球粒，基质为隐晶质；(4)聚合球粒；(5)聚合球状球粒—领结状球粒；(6)斜长石束状结构。

结构序列是冷凝速率与过冷却程度相互作用的产物。最外带玻璃质的出现系由于温度下降太迅速来不及成核所致。玻璃质基质的球粒带，是因为仅发生少量成核；虽然球粒的核心为斜长石微晶，但球粒的主要部分是辉石。辉石最初是在长石上成核，并由于异质成核而生长迅速。实验表明，抑制作用对液相最小，对最低温相最大。而此种球粒正相反，辉石的结晶温度较长石低得多，却成为球粒的主要成分。可能由于抑制程度也是成核所需时间、结晶构造复杂性的函数，而长石需要的成核时间较辉石、橄榄石长，构造又复杂。迅速冷凝不利于形成有理晶面，由于晶体界面不断破裂而生长成枝状或球粒，其纤维(针)迅速向外扩展，以克服低温下扩散速率缓慢的效应。

由于过冷却程度降低及dT/dt(T—温度，t—时间)减小，第三带含玻璃质的频率减少，球粒增大，并出现橄榄石枝状骸晶，斜长石也形成较多的枝状骸晶。

在带4ΔT及dT/dt又渐减小，有利于斜长石的生长，形成领结状球粒及束状结构，改变了辉石为主的结晶作用。

四 岩石化学

岩石化学的研究对于查明玄武岩的来源、岩浆过程、构造环境及下伏地幔的性质等方面具有极其重要的意义。但现有的发展水平尚不能对以上的问题给出明确而可靠的答案。

(一)岩浆过程对岩石化学特征的控制

大洋玄武岩的化学成分在全球表现出规律变化。控制这种变化的因素可能为：(1)来源岩浆的差异；(2)岩浆的结晶分异；(3)地幔的部分熔融程度不同。可能以部分熔融程度为最重要。

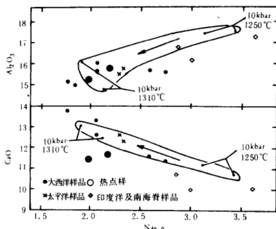


图8－18 $Na_{8.0}$(MgO 8.5wt%时的Na_2O含量)与Al_2O_3(wt%)、CaO(wt%)的关系(Klein,1987)
箭头指向熔融程度增大的方向，曲线圈定的范围为合成二辉橄榄岩在10 kbar压力下的熔融场。

1.部分熔融过程中主要元素的行为

实验表明，因为Na_2O对于橄榄石是完全不相容(即不能进入其晶格)，对于斜方辉石是强不相容，而主要赋存在单斜辉石中。因此，在地幔部分熔融过程中，Na_2O的行为如同中等不相容微量元素。地幔熔融程度最低时，其在所形成岩浆中具有较高的浓度(图8－18)；表8－3)。熔融程度增加，岩浆中Na_2O浓度则降低。因此，各地区Na_2O浓度的变化可能反映下伏地幔部分熔融程度的不同。Al_2O_3在熔融程度增大的初期，在岩浆中浓度最高；熔融程度再增大时浓度反而下降。CaO表现了更复杂的行为。单斜辉石熔出使岩浆中CaO增加，当残余固相中不再存在单斜辉石时，岩浆中CaO的浓度也下降。因此，CaO／Al_2O_3显示了以下的趋势：熔融开始CaO／Al_2O_3最小，继续增大到单斜辉石熔出，此时仍具较原来源物质高的值，因为有一些Al_2O_3仍残留在斜方辉石内。随着熔融作用的进行，斜方辉石中的Al_2O_3进入到熔体中，CaO／Al_2O_3值明显减小。因此，只要有单斜辉石残留在固相中，随着熔融程度的增加，CaO／Al_2O_3比值将增大。此外，Al_2O_3的分配系数还与压力有关。压力较高，Al_2O_3在辉石中的溶解度增大，导致共生的岩浆含Al_2O_3较低。

在固定压力下FeO在岩浆中的浓度不因熔融程度的不同而改变；MgO则随着溶融程度增大而增大。故FeO／MgO随着地幔熔融程度的增大而减小。但FeO的含量不仅与熔融程度有关，还取决于地幔的绝热上升底辟与地幔固相线(即熔融程度为零)相交时的压力(P_0)(图8－19)，如P_0高则FeO在岩浆中的浓度高，而熔融程度亦高(图8－20)中的x)，$Na_{8.0}$含量就低，故FeO与Na_2O呈负相关。图8－19中的x底辟的P_0较Y底辟的大，前者约20 kbar，后者约15 kbar。在相同熔融程度时，x的FeO浓度较之Y高，而在最大溶融程度时，x的溶融程度较Y高，故含$Na_{8.0}$低。因此$Na_{8.0}$与FeO呈负相关。

图8－19也说明，在较高平均压力下来自较高溶融程度的样品当喷出前就已发生较明显的橄榄石结晶分异。根据Jaques(1980)资料：在深洋区，最低熔融程度产生的原始岩浆其MgO含量约10%(≈14阳离子mol%)；在最浅水区如冰岛附近由于较大程度熔融产生的岩浆的MgO含量约15%(≈20阳离子mol%)。

全球洋中脊玄武岩的资料表明，Kolbeinsey海脊及东太平洋海隆塔玛约转换断层附近，玄武岩具有低$Na_{8.0}$(相对于MgO 8.5wt%时的Na_2O含量)、低SiO_2、高FeO、高CaO／Al_2O_3；而澳大利亚南极不整合带及Cayman海槽区则具有高$Na_{8.0}$、高SiO_2，低FeO、低CaO／Al_2O_3。前者的玄武岩来自较高程度熔融的岩浆，其$Na_{8.0}$与CaO／Al_2O_3呈负相关，是与残留相中依然存在单斜辉石的效应有关。

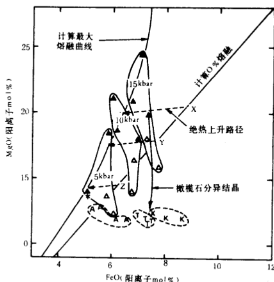


图8－19 FeO－MgO相关图(Klein,1987)

空心三角代表在5,10,15kbar压力下地幔岩渐进熔融形成熔体的成分；黑三角代表Tinaquillo二辉橄榄岩在5,10,15kbar压力下渐进熔融形成熔体的成分；星号代表天然尖晶石二辉橄岩及澳大利亚在10kbar下熔融产生熔体的成分；K、T、A代表Kolbeinsey海脊、东太平洋海隆南极不整合带高镁玄武岩的成分。

2. 微量元素的行为

微量元素在共生相之间的分布决定于共生相的性质和数量、系统的总成分、平衡时的T－P。微量元素可提供关于岩浆来源、演化过程等方面的信息，但不能提供关于岩石成因的绝对证据。LIL(大阳离子亲石元素)包括Cs,Rb、K,Sr,Ba,Zr,Th,Ta,U,它们的K_D <<1,不适合进入橄榄石、辉石的晶格。在玄武质岩浆结晶分异过程中，成为不相容元素保留在熔体中。一些作者(Tarney,1980)用亲岩浆元素(magmatophile elements)来表示在地幔－玄武质熔体分离时K_D<<1的元素，如Cs,Rb,K,Sr,Ba,REE(稀土元素)，Th,U,Hf,Zr,Ti,Ta,N_b,P.而K_D>1的微量元素称为相容元素，如辉石中的Ni。

地幔部分熔融程度低时，形成岩浆的分异度大，不相容元素在其中特别富集，而相容元素的浓度和地幔中的相同。大陆边缘地幔较大洋的地幔深度大，熔融程度低，故形成的岩浆富碱。玄武质岩浆的母体－柘榴石橄榄岩、尖晶石橄榄岩中的Rb／Sr、Rb／K仅是其派生岩浆的1／2－1／3.柘榴石橄榄岩少量部分熔融(5－10%)产生的岩浆中，La

表8－3　尖晶石二辉橄榄岩熔融时熔体化学成分的变化

（熔融程度$F=0-0.3$；Klein，1987）

氧化物	总　趋　势	在一绝热上升底辟中瞬时熔融	在一上升底辟中呈增状熔融
SiO_2	在固定MgO的条件下，随F增加而增加，p(压力)增加则减少	随F增大而增高	随Po(与地幔固相线相交的压力)增高而减小
Al_2O_3	随F增加而增加，随P增加而减少	随F增高而降低	随Po增高而减小
MgO	P固定时，随F增加而增加；随P增加而增加	近于恒定	随Po增高而增大
FeO	在固定P条件下不随F而变化	随F增大而减少	随Po增高而增大
Na_2O	随F增大而减小，行为如中等不相容元素	随F增大而减少	随Po增高而减小
CaO	有单斜辉石残留时，随F增大而增大，然后随F增加而减少	有单斜辉石残留时随F增高而增大	随Po增高而增大；但当有单斜辉石残余时也增大

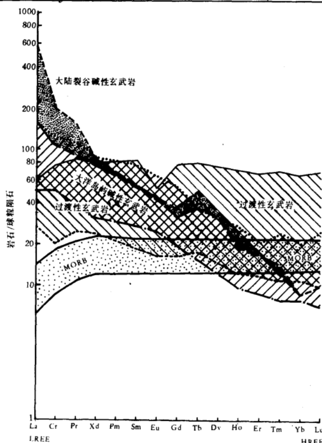


图8—20　MORB、过渡性玄武岩、碱性玄武岩的REE标准化浓度模式(Hyndman，1985)

/Yb=6—20,因为柘榴石首先熔融，故富含Yb。在部分熔融程度达到10—15%时，成对极不相容元素的比值(Rb/K,Rb/Ba等)接近源岩中的，可作为源岩成分的指示。

微量元素的含量亦受到岩浆分异过程的影响。岩石特别富集Ni是由于它和橄榄石、辉石相容，特别富集Cr是由于辉石的堆积。残余岩浆中Zr、Th、U、Rb,Ba,Nb的浓度可能是原始岩浆的10倍，因为它们和早期结晶的矿物不相容。

3. 稀土元素的行为

稀土元素(REE)对了解岩浆的起源和演化过程有重要意义。为了消除REE中的奇数元素与偶数元素的较明显浓度差异，因此将其标准化，即除以球粒陨石中的浓度，称为"球粒陨石标准化模式"。轻稀土元素(LREE,La—Ga)与重稀土元素(HREE,Tb—Lu及Y)的行为不同。平坦的球粒陨石标准化模式一旦出现变化，则反映岩浆分异的程度及类型不同。在岩浆演化过程中REE常出现下列变化：(1)总REE浓度的变化；(2)HREE的亏损或富集，如以Lu(重)与La(轻)相比较；(3)Eu的分异，产生正或负异常。洋中脊的拉斑玄武岩(MORB)弱亏损LREE;大洋岛屿碱性玄武岩富集LREE,弱亏损HREE;大陆裂谷的碱性玄武岩强富集LREE,强亏损HREE(图8—20)。

岩浆中REE亏损程度受部分熔融程度和结晶分异所影响。低程度的部分熔融可导致REE的强烈分异，在图上出现陡的斜率。派生的岩浆富集LREE,而残留下的母体相对亏损LREE。某些矿物的堆积作用也影响岩浆中的LREE丰度。许多长英质矿物以及硬玉、褐帘石、独居石等都倾向于富集LREE;而大多数铁镁矿物倾向于浓集HREE。

在较还原的环境下，Eu以Eu^{2+}的形式存在，可置换斜长石中的Ca^{2+}、Sr^{2+},而富集在斜长石中。因此，富集长石的岩浆过程可产生Eu正异常或Eu/Gd的高比值。

4. $^{87}Sr/^{86}Sr$

同位素的资料有助于查明地幔内的地球化学过程和对流格局。玄武岩主要由地幔二辉橄榄岩经部分熔融而形成。虽然二辉橄榄岩的各种矿物有不同的$^{87}RB/^{86}Sr$比值，但在高温下它们的$^{87}Sr/^{86}Sr$相同，是由于高温促进了Sr在矿物之间的自由扩散。当温度低于1100 ℃时，扩散速率显著减小，各种矿物也就具有不同的$^{87}Sr/^{86}Sr$值。因此，当地幔的部分熔融发生在高温下(约1500℃)，则派生岩浆与来源物质具有相同的$^{87}Sr/^{86}Sr$。

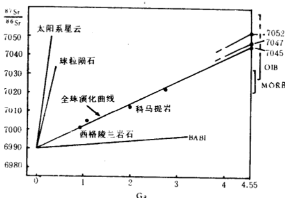


图8—21 $^{87}Sr/^{86}Sr$的全球演化曲线(Maalφe,1985)

BABI—玄武岩质球粒陨石的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$值，为0.69899。

但是MORB与海山玄武岩(OIB)具有不同$^{87}Sr/^{86}Sr$值，分别为0.7028和0.7034。同位数值的这种差异，既可能是因为来源物质具有不同的比值；也可能是MORB受到了海水的污染，但海水具有极高的值，为0.7090。现在的观点认为，MORB来自上地幔；而OIB来自由较深的地幔上升的岩浆羽体。

要计算原始地幔的$^{87}Sr/^{86}Sr$,必须了解其$^{87}Rb/^{86}Sr$的比值，根据DePaolo(1976)，此值为0.084396。利用该值计算$^{87}Sr/^{86}Sr$的时间演化曲线，实际得到的为一直线(图8—21)，称为全球演化曲线。现代MORB的值在此曲线以下，羽体(海山)玄武岩的值大部分也在曲线以下，但有一部分在其上。因此这两种玄武岩必然都由发生了亏损的岩浆凝结而成，只是程度不同而已。根据图8—21,MORB的亏损必然发生在1.5 Ga以前，它的$^{87}Sr/^{86}Sr$值随时间而增大。Allegre(1982)提出，地幔最初发生全地幔范围的对流，因此全部地幔都发生亏损。2—3 Ga前，对流系统发生变化，而形成了上、下地幔。上地幔由于分离出陆壳而进一步亏损；而下地幔由于产生羽体也发生亏损，但亏损程度低。此外，洋壳可发生再循环，现代MORB可能来自较早的洋壳物质。另一种观点(DePaolo, 1981)认为，下地幔可能未亏损，羽体在上升过程中由于和周围上地幔物质混合，故$^{87}Sr/^{86}Sr$降低。

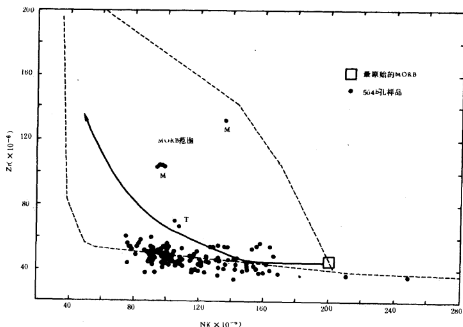


图8—22 东太平洋海隆504B孔玄武岩的Zr—Ni图(Kempton,1985)
M代表M型，T代表T型，箭头表示最原始MORB的分异趋势，
虚线表示MORB的范围，此孔中样品较正常MORB亏损Zr。

(二)化学分类

Bryan等(1976)认为，根据岩石化学特征海底存在两种类型玄武岩：(1)LIL亏损型拉斑玄武岩，分布在板块的扩张中心；(2)LIL富集型斑玄武岩，分布在各种环境，如岛屿、海山、断裂带及扩张中心。Autio(1983)及Kempton(1985)提出东太平洋海隆存在三种类型玄武岩：M型、D型及T型。

1. LIL亏损型拉斑玄武岩(I 型)

本类型与岛屿拉斑玄武岩及碱性玄武岩相比，以较低的LIL为特征，属LIL亏损型玄武岩。微量元素Y、Zr、Nb及REE在中等蚀变及变质作用中不敏感，故可用作判断原始岩浆的成分。各洋中脊及同一洋中脊的各个站位，REE的浓度可相差一倍(表8－4)。La／Yb及La／Sm比值随REE浓度增大而增大。高REE浓度常伴随着Eu负异常及高FeO*／MgO比值。

深海钻控所取得的玄武岩大都属此类型，故本类型代表典型的MORB。它们所表现的共同趋势是：随着Ni浓度的减小，La／Sm，La／Yb、REE丰度及FeO／MgO增大(表8－4)。

Autio(1983)，Kempton(1985)确定东太平洋海隆504B孔中在海底以下1021.5 m深处有M型玄武岩。此岩石具有中等的mg*值、TiO_2，Na_2O，Y，Zr，Nb，Hf及Sm(表8－5)，与I型(MORB)玄武岩相似(表8－4，5；图8－22)。弱亏损LREE(图8－23)；La／Yb＝0.7，La／Sm＝0.7与I型的值0.87、0.84接近。

2. LIL富集型玄武岩(II 型)

岩石类型可为拉斑玄武岩及碱性玄武岩。与I 型玄武岩的区别是：富集LREE；La／Sm、La／Yb的比值皆>>1(表8－4)；有些地区富含K_2O、P_2O_5、Ba、Zr。本类型玄武岩分布频率很低但在海底各区成分变化很大。产于洋中脊的与I型的主要元素浓度相似，但富含LIL；而产于无震海脊区的与I型在主要、次要元素浓度上皆有差别，如富FeO及具有标准石英；产于海山的以富碱为特征。

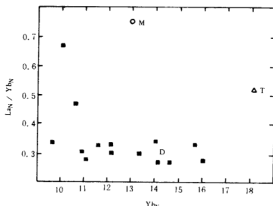


图2－23 东太平洋海隆504B孔玄武岩La／Yb－Yb图(Kempton，1985) M，D，T分别代表相应类型的玄武岩

3. LIL强亏损型玄武岩(D型)

东太平洋海隆504B孔绝大部分的玄武岩属此类型，较I型强亏损LIL及LREE(图8－22、23)。Zr、Nb、La、Hf、Sr含量极低；TiO_2、Na_2O、Y亦为低丰度(表8－5)；La／Sm、La／Yb极小，比I型的低1－1.4倍；但MgO、FeO／MgO、CaO、Ni、Cr与MORB(I型)的近似。D型由于强亏损Zr，Zr／Y＝2，Zr／TiO_2＝50。而I型分别为≥3、≥65。

* mg＝MgO／(MgO＋FeO)(mol%)。

表8—4 Ⅰ、Ⅱ型海底玄武岩的特征化学成分的对比

类型	地区	FeO^*/MgO		Ni($\times10^{-6}$)		La/Sm		La/Yb		Yb($\times10^{-6}$)		Zr($\times10^{-6}$)	
		平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围
Ⅰ	大西洋(玻璃)	1.11	0.81—1.70	186	80—320	0.80	0.57—0.95	0.72	0.38—1.06	2.49	1.7—3.9	77	35—150
	东太平洋海隆	1.53	1.20—1.83	77	60—103	0.84	0.65—1.03	0.87	0.67—1.00	4.13	2.63—5.32	137	81—178
	东印度洋	1.83	0.83—1.40	94	58—140	0.80	0.76—1.01	0.64	0.51—0.86	2.51	2.0—2.8	52	28—85
Ⅱ	大西洋	1.10	0.74—1.55	102	58—105	2.78	1.27—4.97	4.69	1.41—13.55	2.31	1.85—2.7	70	35—100
	太平洋	1.71	1.29—2.13	64	57—70	2.41	2.05—2.77	3.33		2.2		191	127—255
	印度洋	1.49	0.85—2.26	115	44—210	2.14	1.00—3.85	3.02	1.17—5.21	3.04	2.3—3.6	138	114—170

根据Bryan(1976)的资料改编。$FeO^*=FeO+Fe_2O_3$

表8—5 东太平洋海隆504B孔玄武岩的类型

类型	mg值*	MgO (%)	FeO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	TiO_2 (%)	Ni (×10^{-6})	Cr (×10^{-6})	Zr (×10^{-6})	Nb (×10^{-6})	Hf (×10^{-6})	Y (×10^{-6})	La/Yb	La/Sm	备注
M	0.64	8.7	9.6	11.9	2.34	1.58	134	287	132	1.4	3.5	33	0.7	0.7	相当于MORB (I型)
D	0.59—0.72	7—10	7.95—10.46	11.3—14.6	1.5—2.5	0.71—1.12	76—246	168—532	36—56	<0.5—1.3	0.9—1.9	17—28	0.27—0.34	0.37	较I型强亏损LIL及LREE
T	0.66	8.8—9.0	8.8—9.0			1.08—1.10	105—108	330—353	66.6—68.2	3.8—4.2	2	23—24	0.5	0.45	介于M、D型之间

* mg值=MgO/(MgO+FeO) (mol%)。此表根据Kempton(1985)的资料。

4. T型玄武岩

504B孔中有两小层属此类型，特征是中等不相容元素(TiO_2, Na_2O, Y, Hf, Zr)具低丰度，但强不相容元素(La, Nb)丰度中等，LIL及LREE的亏损程度介于M、D型之间(表8—5，图8—23、24)

Frey (1974)认为MORB (I型)普遍弱亏损LIL，是由于下伏地幔是较早熔融事件的残余固相，MORB即来自这种残余地幔的再度部分熔融。Bryan (1976)提出，压力增大液—固相平衡的界线将向斜长石方向移动，因此在高压下平衡的液相将富含较多的与斜长石相容的成分，即LIL。压力显然与地幔上覆岩石柱的厚度有关，洋中脊地壳厚度较之洋盆的其它部分要薄得多，因此，Ⅱ型主要出现在海山、岛屿及无震海脊处。

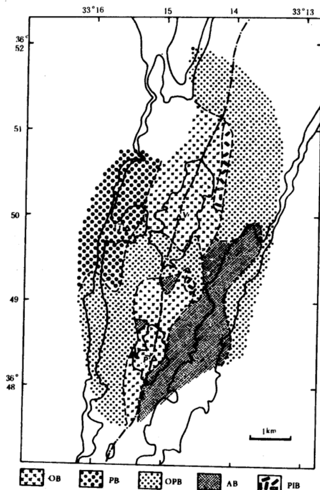


图8—24 中大西洋裂谷(36°50′)玄武岩类型分布图(Hekinian, 1982)
J—Jupiter山，V—Venus山，P—Pluto山，
OB—橄榄斑状玄武岩，PB—斜长石斑状玄武岩，
OPB—橄榄斜长斑状玄武岩，AB—无斑玄武岩，
PIB—苦橄斑状玄武岩。

Ⅱ型成分的多样化是由于高压下的部分熔融及结晶分异所造成。前面已提到，根据$^{87}Sr/^{86}Sr$的比值，又有不同的看法。

东太平洋海隆504B钻孔中，绝大部分层2都属LIL高亏损型玄武岩，说明下伏的地幔亏损程度较其它洋中脊为高，这可能与岩墙在较浅的深度下发生不断贯入的作用有关。

五　不同构造环境的岩石特征

(一)洋中脊

现有资料表明，大西洋、印度洋中脊(包括已推移至边缘的古洋中脊岩石)都由MORB组成，属弱亏损LIL(I　)型；东太平洋海隆亦为拉斑玄武岩，但强亏损LIL属D型。北大西洋中脊法摩斯地区经过了多次调査(拖网、潜球、深海钻探)是全世界洋中脊中迄今研究得最详细的地段。范围为裂谷内底的一小段及两壁，谷宽1.5—3 km，壁高1.2—1.5 km。谷底分布着孤立的小火山，面积<10 km^2，高度低于300 m。岩石类型如图8—24所示，轴部为橄榄斑状玄武岩(OB)，两侧为橄榄斜长斑状玄武岩(OPB)，另外还有无斑玄武岩(AB)、斜长斑状玄武岩(PB)及苦橄斑状玄武岩(PIB)。普遍具有枕状构造。

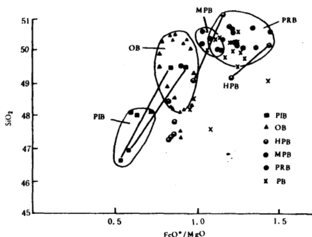


图8—25　中大西洋裂谷法摩斯地区玄武岩的SiO_2—FeO*／MgO相关图　(Hekinian,1982)
斜线连接的一端为全岩成分(SiO_2含量较低的)，另一端代表相应基质成分，PIB—苦橄斑状玄武岩，OB—橄榄斑状玄武岩，MPB—斜长中斑玄武岩，HPB—斜长多斑玄武岩，PRB—富辉石斑状玄武岩，PB—斜长石斑状玄武岩

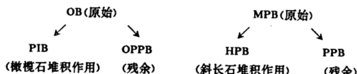
玻璃质在垂直裂谷内轴方向上显示了化学成分的规律变化：

	轴部	两侧
FeO／MgO	<0.9	1.0—1.5
TiO_2	<1.0	1.0—1.7
SiO_2	49%	52%
岩石类型	OB,PIB	OPB,PB

除了横向变化外，还有纵向变化。Venus山至Pluto山之间，TiO_2及FeO／MgO低，而向两端增大。岩性也有变化，中心为OB，两端为OPPB(橄榄斜长辉石斑状玄武岩)及AB、Cr、

Ni含量在中部小山处较高，因为富含橄榄石。这种纵、横向的变化可能是由于结晶分异所引起。

PIB及HPB(斜长多斑玄武岩)的堆积结构及聚斑结构可作为结晶分异的证据，OPPB中也出现橄榄石—辉石的反应边结构。但是，OB及MPB(斜长中斑玄武岩)没有结晶分异的特征。虽然PIB、OB、PB、HPB、MPB及PRB(富辉石斑状玄武岩)的全岩化学成分在SiO_2及FeO^*／Mg方面表现出依次增大(图8—25)，但PIB的基质与OB的全岩含量相似，HPB的基质又和PRB的全岩含量相似。因此认为，MPB和OB代表原始熔体，直接来自地幔。它们在浅岩浆房中发生分异形成了其它类型的岩石。因此，本区至少有两个系列的火山岩喷出：



这两种系列分别分布在裂谷中轴的两侧(图8—26)。富斜长石熔体是Venus山以西火山的主要来源；而富橄榄石的熔体建造了Venus山以东的火山机构。岩浆来源有两种推测：(1)裂谷下存在一个与谷底宽度(3 km)一致的岩浆房，谷底的小山是大火山的寄生锥。(2)每一个小火山之下存在一个小岩浆房(宽度＜1.5 km)，可成为独立的分异中心。第二种模式较合理，并与地球物理资料一致。

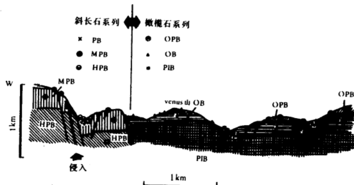


图8—26　通过Venus山的裂谷横剖面图(Arcyana,1977)

OPB—橄榄斜长斑状玄武岩，其它代号同图8—25。

(二)大洋板块内的火山活动

大洋板块内热点处发生的火山活动也具有重要意义，生产以玄武岩为主的火山岩的速率约1.5 km^3／a，相当于洋中脊生产速率的8—15%。大洋板块内发生火山活动的构造环境有海山和无震海脊。大洋板块内火山活动最活跃的地区是太平洋中部、北部，形成火山岛链，但这些岛链仅是该区数千个火山(海山)中的很小一部分。绝大多数火山岛链上既有拉斑玄武岩，也有碱性玄武岩。其中靠近扩张轴的以拉斑玄武岩为主，并可出现

流纹岩；远离扩张轴的以碱性玄武岩为主。无震海脊的构造特点，火山活动类型与岛链的相似。

1. 夏威夷岛链

北太平洋夏威夷—帝王山岛链是板块内与热点有关的岩浆活动中心的最佳实例。当大洋板块通过下伏地幔的岩浆源时就发育了火山岛链，链内每个火山的生长期为数十万年，并以10—12 cm／a的速率向前移动，直至脱离深部岩浆源后就逐渐死亡。火山基面位于海面下5 km深处，总高度可达8 km.此巨大火山的生长分数阶段，每一阶段有特征的喷发类型和岩流组合。第一阶段为水下枕状玄武岩喷发期；第二阶段为地面绳状熔岩喷发期，建造火山盾；最晚阶段在火山盾的顶部发育了破火山口，岩流由此喷出。

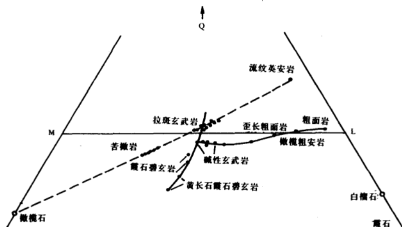


图8—27 夏威夷玄武岩的演化系列(McBirney,1984)

Q—石英， L—浅色矿物， M—铁镁矿物；LM以上出现标准石英，以下出现标准霞石、白榴石；实线、虚线代表分异趋势。

水下及绝大部分的陆上喷发产物都是产生拉斑玄武岩。在建立火山盾的较晚阶段，盾的顶、翼部的喷发堵塞了下伏的浅岩浆库，于是向坡脚延伸。此时的岩流富含橄榄石，可能系重力分异的结果。此后，活动强度大为减弱，岩流更富含橄榄石，并逐渐被碱性玄武岩流所代替。碱性玄武岩向两个方向演化(图8—27)：(1)碱性系列，碱性玄武岩→夏威夷岩(含实际或标准中长石的玄武岩)→橄榄粗安岩；(2)过碱性系列，碱性玄武岩→霞石碧玄岩→黄长霞石碧玄岩。过碱性系列仅出现在火山经长期休眠后再复活时，由翼下部的稀疏通道中喷出。

2. 塔希提岛

中赤道太平洋的塔希提岛(Tahiti)分布有最典型的大洋碱性岩套。极广泛的岩流是碱性玄武岩、碧玄岩和橄榄辉玄岩，也存在碱度更高的岩石(响岩)。可划分出两种分异系列(图8—28)：(1)夏威夷系列，在末端出现粗面岩及相应的侵入相—正长岩，有些含

有标准霞石或紫苏辉石。(2)强不饱和系列，包括各种含副长石岩流及相应的侵入相，末端为响岩和霞石正长岩。这两系列似乎由同一母岩浆演化而成，分别朝向富含浅色组分但SiO_2不饱和程度不同的方向演化。

远离洋中脊的板块已变老、冷却，刚性增大，上覆负荷亦增大。海山、火山岛的末次喷发阶段都为粗面岩(SiO_2的饱和度增大)，因此可以推测，在自然体系中岩浆饱和SiO_2的程度是负荷压的函数。实验证实，碱性玄武岩熔体要在18—20 kbar压力下，即60—70 km的深处生成。

六 成因

利用天然和合成的橄榄岩在不同压力下进行了部分熔融实验。Mysen(1977)对金伯利岩中柘榴石二辉橄榄岩包体的部分熔融实验表明，在20 kbar、1475℃条件下，橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、尖晶石等固相与拉斑玄武质熔体共存。部分熔融量为25%的整个过程中都存在这种液相。在较高温度熔融量增大(25～40%)时，所产生液相成分沿橄榄石—斜方辉液相线表面移动，就形成了苦橄质熔体。最后熔融量>40%，产生科马提质熔体。在35 kbar压力下，1625—1630 ℃才开始发生部分熔融，初始熔体的成分是碱性苦橄榄质，与柘榴石、橄榄石、斜方辉石及单斜辉石固相共存。

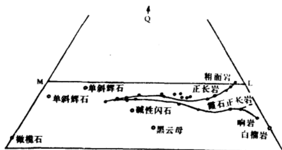


图8—28 塔希提岛碱性玄武岩的演化趋势(McBirney,1984)
Q—石英， M—铁镁组分， L—浅色组分

亏损的方辉橄榄岩的部分熔融实验的结果与上述情况基本相似，不同的是辉石组分熔融得较迅速，产生的初始熔融量较小。

根据天然及合成玄武岩的大量实验，Yoder(1976)、Morse(1980)认为，产生玄武岩的原始岩浆应为苦橄岩浆或科马提岩浆。BVSP(玄武岩火山活动研究计划，1981)的研究者认为，玄武岩既可是地幔直接熔融的产物，也可是更原始熔体的分异产物。原始岩浆的成分变化很大，受控于亏损或富集(LIL)的地幔岩随温度、压力、挥发分等因素变化的部分熔融行为。

决定特定玄武岩浆化学成分的因素很复杂，如果压力、挥发分等因素变化，单一的母岩(柘榴石二辉橄榄岩)也会产生不同类型的玄武岩浆(Middlemost,1985)。一般说来，压力高、富CO_2挥发分会产生碱性玄武岩浆；压力低、富H_2O挥发分产生拉斑玄武岩浆。引起各种玄武岩中微量元素变化的因素为：(1)母岩中主要矿物相的比例；(2)部分熔融程度；(3)熔融过程的特点(分批熔融、分异熔融、分带熔融及不平衡熔融)；(4)次要矿物相的丰度。柘榴石二辉橄榄岩部分熔融时，初始熔体的成分主要决定于石榴石和单斜辉石的熔融比例。在高压下(20 kbar)，具有标准霞石化学成分的单斜辉石是首先熔融的主要矿物相。低压时，具有标准紫苏辉石或标准刚玉化学成分的石榴石是首先熔融的

主要矿物相。低压时，具有标准紫苏辉石或标准刚玉化学成分的石榴石是首先熔融的主要固相。因此，碱性玄武岩、碧玄岩岩浆倾向于形成在高压下，而拉斑玄武岩岩浆形成在较低压下。高压下(25 kbar)熔融程度增加(30%)，柘榴石二辉橄榄岩就产生苦橄岩熔体。如果压力更高(30 kbar)，熔融量低(5%)，熔体成分相当于霞石岩。

钠碱性玄武岩含K量是上地幔正常K含量的10倍以上，产生这种岩石的岩浆可能是正常富集地幔部分熔融(5—10%)的结果，压力为10—15 kbar。钾碱性玄武岩的K含量是正常地幔的25倍，这种岩浆的产生需要下列条件：(1)特殊的熔融过程，如分带熔融；(2)来源区有特殊的原岩成分，如石榴石二辉橄榄岩中含有云母岩岩脉；(3)特殊的过程，如局部地幔发生脱气作用。

第四节 洋壳层3的组成岩石——辉长岩类

根据地球物理资料确定洋壳层3是由辉长岩组成。拖网及潜球调查在洋底采集了辉长岩碎块；DSDP的一些钻孔在洋中脊的裂谷内、板块边缘的冲断层区打到了辉长岩，但规模都很小，且很局部。直到1987年11月ODP Leg118的735B孔在西南印度洋海脊阿特兰蒂斯II 断裂带(32°43.32′S,57°15.86′E)钻到了辉长岩，钻入深度达500m，才取得了关于层3的较系统资料。本节的内容基本上是根据该地区的资料。

一 海底出露的条件

上洋壳厚度正常的洋底不可能出露层3的岩石。只有上洋壳厚度很薄的地段，如大断裂带断层壁上可能有辉长岩露出。转换断层将洋脊分段，此等断裂带分隔洋脊段下固定的扩张中心胞(Spreading—Center cell)。现认为洋壳岩浆房是在扩张胞之下。洋壳的形成是由于沿岩浆房壁结晶以及沿扩张脊横向、垂向注入岩浆；但很少有岩浆能达到扩张胞的边缘——断裂带，因此该处地壳很薄，不足正常上洋壳厚度的5～10%。这种情况也已被地震资料所证实。

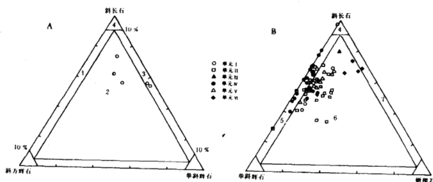


图8—29 西南印度洋海脊阿特兰蒂斯II 断裂带辉长岩的类型(Robinson,1989)
1—苏长岩； 2—辉长苏长岩； 3—辉长岩； 4—斜长岩； 5—橄榄辉长岩； 6—辉长岩；7—橄长岩。

转换断层带由于地壳厚度极薄以及巨大的地形起伏，下洋壳及地幔常出露在断裂谷底部及两壁上。深成岩在大断裂带出现的丰度与洋脊的扩张速率有关。极慢扩张(0.8 cm／a)的西南印度洋海脊断裂带橄榄岩在全部拖网样品中占65%以上；在缓慢扩张的海脊断裂带占10—15%；而快速扩张的东太平洋海隆则不出现。西南印度洋海脊的阿特兰蒂斯II 断裂带是西南印度洋一系列转换断层中的一条，长210 km。断裂谷宽30—40 km，深5—6 km。谷壁陡峭，坡度角30—40°。Leg118的732、733、734孔都钻在断裂谷壁的下部(水深3400—4900 m)，发现了蛇纹石化橄榄岩、辉长岩及玄武岩，735孔位于谷壁顶部(水深731 m)，孔深500 m，全为辉长岩。

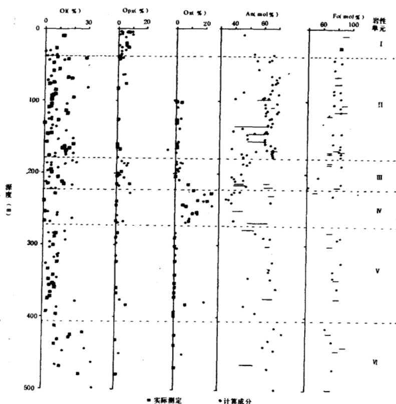


图8—30 西南印度洋海脊阿特兰蒂斯II 断裂带735B孔的辉长岩剖面及主要造岩矿物(Robinson，1989)
An—钙长石分子，Fo—镁橄榄石分子，Ox—铁钛氧化物，线段表示成分范围。

二 岩石类型

洋底发现的辉长岩类以(橄榄)辉长岩、辉长苏长岩分布最广泛(图8—29)，其它还有橄榄岩、钛磁铁矿辉长岩、苏长岩及斜长岩等。此系列晚期有酸性分异物，如石英二长岩、细晶岩及奥长花岗岩。

1.辉长岩及橄榄辉长岩

阿特兰蒂斯II 断裂带以橄榄辉长岩为主。粒度由细粒至极粗粒(可达10 mm)。矿物组成为：橄榄石0—25%，斜长石40—70%，单斜辉石30—50%，斜方辉石微量—30%。橄榄石的成分为Fo_{65-85}，平均为Fo_{80}。斜长石成分为An_{55}—An_{72}，平均An_{65}。块状构造为主，很少见条带状构造。局部发生变形，而出现碎斑、糜棱结构，同时发生广泛的重结晶。

根据原生结构可将橄榄辉长岩划分为3种类型：(1)嵌晶辉长岩，特征是单斜辉石主晶(12—10 cm)包裹或部分包裹自形斜长石甚至橄榄石。(2)粒状辉长岩，由板、柱状斜长石、半自形单斜辉石及它形、半自形橄榄石组成。(3)等粒显微辉长岩，粒径0.5—1.5 mm。以嵌晶辉长岩最广泛。

根据结构关系及地球化学资料(LIL低丰度)可知，橄榄辉长岩是堆积岩。可能是在岩浆房的壁、顶、底处原地结晶而成，并由于晶体—熔体密度的差异而发生结晶分异。橄榄石、斜长石、单斜辉石是橄榄辉长岩中的堆积相，而晶间则为铁、钛氧化物、硫化物、斜方辉石及原生褐色角闪石充填，有时为斜方辉石及铁钛氧化物的交生物质充填。堆晶间隙相是由堆积晶体捕获的晶间液体结晶而成。西南印度洋海脊橄榄辉长岩中堆晶间隙相可占整个岩石组分的5—20%。

2.橄长岩

橄长岩在阿特兰蒂斯II 断裂又可分为中粒嵌晶橄长岩及细粒等粒橄长岩。嵌晶橄长岩特征的是橄榄石主晶包裹斜长石或橄榄石被斜长石主晶包裹。平均含橄榄石(粒径1—6 mm)43%，斜长石(1—10 mm)53%，单斜辉石(1—20 mm)30%，尖晶石1%。及微量硫化物。细粒等粒橄长岩平均含22%橄榄石(0.1—0.5 mm)，67%斜长石(0.2—2 mm)，9%单斜辉石(0.1—2 mm)，0.5%斜方辉石，1.5%褐色角闪石及微量尖晶石、硫化物。两种橄长岩矿物成分的差别可能反映了堆积晶与堆晶间隙相之间的比例不同。粗粒嵌晶橄长岩含堆积晶的比例较大；而细粒橄长岩的堆晶间隙相比例较高。在剖面中，橄榄石的频率向底部增大。这说明近底部橄榄石的堆积作用最强，即较原始熔体(富MgO)的结晶作用明显。

3.含钛磁铁矿辉长岩

此类辉长岩的特征是含>5%的钛铁矿、磁铁矿。主要由斜长石(30—59%)、单斜辉石(12—38%)组成。在矿物成分方面具有以下特点：(1)含贫钙辉石(斜方辉石及易变辉石)0.5—3%；(2)单斜辉石常具有(001)的出溶纹；(3)单斜辉石常包含有斜方辉石、易变辉石的斑块；(4)橄榄石含量低(<2%)。本类岩石常发生较强(10—20%)的变质及蚀变。

4.奥长花岗岩

在阿特兰蒂斯II 断裂带发现了奥长花岗岩岩墙碎块。奥长花岗岩由75%斜长石、20%石英、2%黑云母、2%单斜辉石及1%磁铁矿组成。斜长石呈半自形板状晶体，粒径0.5

mm，有时可达1.5 mm，核心均质，边缘有明显环带构造(0.2 mm)。

三 垂向变化

735B孔位于断裂带东壁，古地磁测年确定其年龄约12 Ma。该孔由顶至底可划分为6个岩性单元(图8—30；Robinson，1989)：

(1)单元Ⅰ (0—39.5 m)，变质辉长岩，具碎斑至糜棱结构，叶理(foliation)构造，叶理倾角25—35°。岩石类型包括变质辉长岩、碎斑辉长岩、糜棱岩、辉长片麻岩及眼球状片麻岩。原岩多为辉长苏长岩。

(2)单元Ⅱ (39.5—180 m)，辉长岩及橄榄(＞5%)辉长岩。岩石大都属中堆积岩，以它形及半自形结构为主。由于粒度变化(粗粒→细粒)而显示层状构造。夹有囊状及层状的微晶辉长岩、钛铁矿辉长岩。本单元与单元Ⅰ 的分界是塑性变形明显减弱。

(3)单元Ⅲ (180.0—224.0 m)，橄榄辉长岩夹有钛磁铁矿辉长岩，后者显条带构造。与单元Ⅱ 的分界是出现富Na长石(An_{40-45})，斜方辉石及钛磁铁矿含量增加，橄榄石减少。

(4)单元Ⅳ (224.0—272.0 m)，富钛磁铁矿(≥10%)辉长岩，斜长石多为An_{30-50}。

(5)单元Ⅴ (272.0—403.5 m)，橄榄辉长岩，无变形构造。上界有一层角砾岩(系断层接触)。

(6)单元Ⅵ (403.5—500.7 m)，富橄辉长岩(橄榄石＞10%)及橄长岩，后者在前者内呈夹层。

单元Ⅰ 可能是构造边界。单元Ⅱ 、Ⅲ及单元Ⅴ 、Ⅵ分别属两个不同的岩浆剖面。单元Ⅲ代表从辉长岩(Ⅱ)向富钛磁铁矿辉长岩(Ⅳ)的过渡。但单元Ⅳ顶部有明显的糜棱岩带，也可能与单元Ⅲ为构造接触。可以肯定的是，钛磁铁矿辉长岩可在橄榄辉长岩中呈小的夹层或相反。

四 岩石化学

主要元素MgO及CaO由单元Ⅰ 至单元Ⅵ 表现出增大的趋势；NaO则相反(图8—31)。每个单元的强相容元素Ni、Cr的含量也表现出明显差异：Ⅰ、Ⅲ、Ⅳ较低；Ⅴ 、Ⅵ较高。mg值亦有同样的趋势。Sr的浓度显然与富集Sr的斜长石丰度有关。整个剖面Zr的值变化不大，但在钛磁铁矿辉长岩中稍稍富集。

五 变质作用

辉长岩都遭受到不同程度的动热变质作用(即塑性变形)，并伴随着热液蚀变。

(一)动热变质作用

辉长岩发生了不同程度的变形和重结晶。按照变形强度的不同将辉长岩划分为下列类型(Robinson，1989)：

1. 弱叶理辉长岩，斜长石部分发生破碎，形成碎斑及碎粒，部分发生重结晶。辉石开始变形。可显微弱叶理。
2. 叶理辉长岩，叶理构造是由于辉石、斜长石晶体的定向排列，晶体多破碎。
3. 碎斑辉长岩，碎斑(10—30%)由斜长石、单斜辉石组成，粒径1—4 cm，基质为碎粒，粒径0.5—10 mm。具明显的叶理构造。

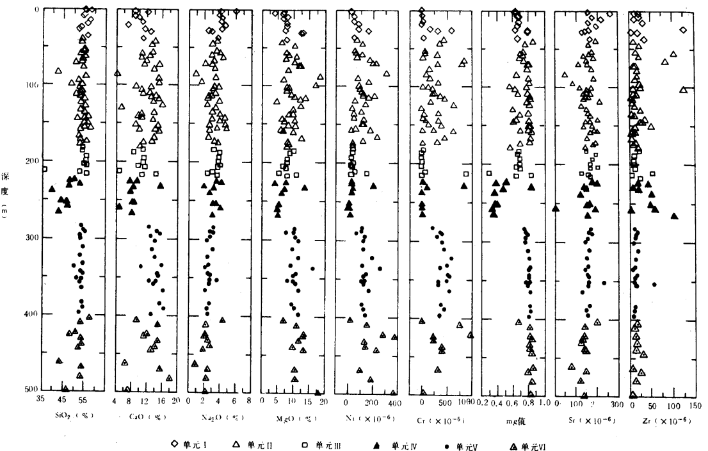


图8-31 阿特兰蒂斯Ⅱ断裂带735B孔辉长岩的化学成分(Robinson,1989)

4. 眼球状辉长岩，大部分基质由糜棱状碎粒组成，残余的大碎块因塑性变形而呈眼球状(长2—8 mm)。由斜长石及铁镁矿物分别组成深浅不同的带(宽0.4—1 mm)，相间而成条带状构造。

5. 糜棱状辉长岩，由<0.5 mm的碎粒组成条带状构造。

(二) 热液蚀变

蚀变主要形成角闪石脉，脉宽0.5—2 cm，呈网状分布；在一些角砾岩带有碳酸盐脉。蚀变都发生在塑性变形后。阿特兰蒂斯II 断裂带735B孔在顶部50 m内，沿微细的脉(<0.5 mm宽)发生钠交代，钙斜长石被钠斜长石交代，辉石被深绿色角闪石所交代。向下角闪石脉变宽，约1.5 cm宽。

在75B孔内，变质程度与深度的相关性不明显，而是与变形带的分布及海水的渗透有关。动热变质相当于低角闪岩变质相，产生叶理辉长岩和糜棱辉长岩带。后期的动热变质与裂隙及角砾岩带的发育有关。网状裂隙中的角闪石—钠斜长石组合是形成在400—600 ℃，可能低至350 ℃。

第五节　活动边缘的火山岩

板块的活动(聚敛)边缘是一较复杂的构造环境，特征的地貌单元是海沟和岛弧，两者平行排列(图8—32)。海沟是海洋板块的俯冲带(或称毕乌夫带)的上界面，俯冲带的倾角约45°。岛弧区位于俯冲带的上方，火山活动发育，形成弧形的火山岛链，又称为造山带。此环境中喷出的岩流以安山岩为代表(但丰度不一定最大)的岛弧钙碱性系列*为特征，因此，围绕太平洋板块边缘有一条安山岩线，是洋盆与大陆的分界线。岛弧发育的初期阶段喷出的多是岛弧拉斑玄武质系列，以后渐演化为岛弧钙碱性系列。岛弧后方的边缘海盆内，火山活动的产物类似于洋中脊区。岛弧环境火山活动的另一特点是爆发式喷发占有很大的比例，以致环太平洋的大火山锥主要由火山碎屑物质组成，熔岩仅占次要地位。这些火山碎屑不仅就地堆积，而且能被风、海流搬运至深海。

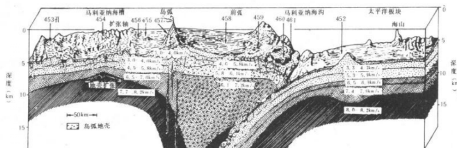


图8—32　马利亚纳海槽—马利亚纳海沟剖面图(Hussong，1982)，数字代表地震波速。

---

* 岛弧钙碱性系列是指岛弧区含安山岩或相应侵入岩的系列；或是玄武岩—安山岩—流纹岩岩套的简称。

一 喷发方式及产物

岛弧区火山的喷发产物及喷发方式彼此差别很大，甚至同一火山链内相邻火山的发展趋势也不一样。大多数安山质火山由一个或多个沿膨胀裂隙发育的火山渣锥生长而成；晚期阶段它们的产物相差更大。一些成熟的火山产生酸性岩穹；一些喷出大量浮岩并发育破火山口；另一些在翼下部产生玄武质或玄武安山质小火山锥群。靠大陆方向岩石酸度增大。出现英安岩、流纹岩，而玄武岩消失。

火山生长迅速，尤其在早期阶段，有些火山数百年内可长成500—600 m高。年青的火山锥常是玄武质的，成熟的锥则为安山质。

二 岩石特征

岛弧环境中的拉斑玄武质系列以玄武岩及玄武安山岩为主，另有少量安山岩、英安岩及流纹岩。此系列的特征是(Gill,1981)：低K_2O(表8—6)；(2)迅速富集Fe；(3)按$FeO^*/MgO—SiO_2$应属拉斑玄武岩。Gill(1981)认为，这种系列只出现在板块聚敛速率超过70 mm／a的条件下。

岛弧拉斑玄武质系列与MORB的区别是：含橄榄石较少，辉石为易变辉石，并含少量角闪石、黑云母；相对亏损Ni、MgO、Ti，富含LIL；斑晶很少出现。岛弧拉斑玄武质系列及岛弧钙碱性系列中的玄武岩的共同特征是具有标准紫苏辉石及低TiO_2(<1.3%，表8—6)。

岛弧钙碱性系列的岩石类型主要为安山岩，其它还有玄武岩、英安岩和流纹岩。本系列的特点为：(1)较岛弧拉斑玄武质系列含较高的Al_2O_3；(2)中间端员不富集Fe；(3)岛弧安山岩是最典型的岩石。岛弧(造山区)安山岩以古辉安山岩(boninite)为特征。古辉安山岩是高镁(12.75%)玻基斑状中性喷出岩。含一种或多种辉石斑晶。较之正常安山岩在含相同SiO_2情况下富MgO、CaO、Cr、Ni，贫Al_2O_3、Na_2O、Zr、Y及REE都较低。玄武岩的特征是富含Al_2O_3(>17%，表8—6)，并有大量斜长石(常组成斑晶)。斜长石斑晶可具有正常、反或韵律性环带构造。斑晶可为培长石或钙长石，而基质为拉长石甚至中长石。常见4—5种暗色矿物(橄榄石、普通辉石、紫苏辉石、角闪石、黑云母)共生在一起。这种复杂的矿物组合常出现在成熟的火山、岩穹、火山颈及岩墙中。上述不平衡现象的广泛出现可能是由于岩浆粘性大以及温度低，难以达到完全平衡；但也可能是由于受到老岩石的混染及与其它岩浆混合。岩石的矿物成分虽多变，但化学成分比较均一，故即使受到混染和混合也是很局部的现象。

岛弧两系列的最大差别是中间端员明显不同，拉斑玄武质系列的中间端员为富含Fe的含铁玄武岩、冰岛岩。钙碱性系列中间端员富含Al_2O_3及标准斜长石。

三 马利亚纳岛弧——海沟剖面

DSDP Leg60(1978)的453—461孔(图8—32)依次通过马利亚纳海槽(即边缘海盆，453—456孔)—岛弧(457孔)—弧前盆地(458,459孔)—海沟(460,461孔)。各个构造环境的火成岩类型如表8—7所示，但岛弧、海沟未打到火成岩基底。

代表岛弧及弧前盆地环境的458孔，在海底以下256.5—465.5 m深度内出现安山岩和拉斑玄武岩交互，由上至下为(图8—33)：(1)枕状玻璃质—细粒古辉安山岩，厚36.5 m；

表8—6　岛弧火山岩的化学成分(McBirner,1984)

	岛弧拉斑玄武岩质系列				岛弧钙碱性系列				
	玄武岩	玄武安山岩	英安山	流纹岩	玄武岩	玄武安山岩	安山岩	英安岩	流纹岩
SiO_2(%)	52.7	55.9	65.4	70.1	51.7	55.9	60.4	65.6	73.0
TiO_2(%)	1.3	1.5	1.1	0.5	1.2	1.06	0.9	0.7	0.3
Al2O3(%)	16.8	16.1	14.6	15.1	17.5	18.1	17.5	16.4	14.2
FeO^*(%)	10.4	9.1	5.8	3.3	9.5	7.7	6.4	4.7	2.4
MnO(%)	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO(%)	5.2	3.3	1.8	0.8	6.2	4.6	2.8	1.7	0.5
CaO(%)	10.1	9.5	4.8	2.7	9.0	7.6	6.2	4.4	1.7
Na_2O(%)	2.7	3.6	4.5	5.6	3.7	3.9	4.3	4.6	4.6
K_2O(%)	0.3	0.5	1.2	1.6	0.8	0.9	1.2	1.6	3.1
P_2O_5(%)	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
Ba($\times10^{-6}$)	101	158	225	635	377	469	614	660	780
Zr($\times10^{-6}$)	100	168	240	262	82	140	152	166	189
Rb($\times10^{-6}$)	10	11	30	88	17	31	35	48	77
Sr($\times10^{-6}$)	275	365	150	190	585	618	719	429	226
Co($\times10^{-6}$)	47	34	24	<5	36	26	20	7	
Cr($\times10^{-6}$)	65	40	24	<5	194	118	42	11	6
Ni($\times10^{-6}$)	27	22	1	1	92	48	20	9	2

(2)块状中粗粒辉石安山岩，厚95 m；(3)玻璃质—细粒安山岩，厚28.5 m；(4)强蚀变玄武岩，厚8.95 m；(5)枕状、块状高镁辉石安山岩，厚38m；(6)枕状玄武岩，厚9.5 m；(7)块状玄武岩，厚28.5 m。

1. 辉石安山岩

极细粒至玻璃质结构，气孔构造。辉石以单斜辉石(普通辉石及易变辉石)为主，含量15—45%，组成显微斑晶及微晶。斜方辉石为古铜辉石，可达5%。在一些岩石中斜长石组成球粒，但未见微晶。这种无长石安山岩是古辉安山岩的特征。但安山岩层内部分结构较粗，并含斜长石。

表8—7 亚利马纳海槽—海沟的火山岩

钻孔号	构造环境	岩 性	钻入深度(m)
453	马利亚纳海槽	基性火山角砾岩，下伏碎裂辉长岩(35.5m厚)	199.5
454	马利亚纳海槽	枕状拉斑玄武岩中夹沉积物	104.5
455	马利亚纳海槽	未打到基底	
456	马利亚纳海槽	蚀变枕状无斑玄武岩	35
457	马利亚纳岛弧	未打到基底	
458	弧前盆地	古辉安山岩及玄武岩	290
459	弧前盆地东坡	枕状玄武岩	132.5
460	马利亚纳海沟	未打到基底	
461	马利亚纳海沟	未打到基底	

辉石橄榄岩按化学成分可分为两种类型：A_1型及A_2型(图8—33)。单元Ⅰ、Ⅲ型为A_1型；单元Ⅴ为A_2型。A_1型虽含SiO_2较高(51.5—59.8%)；但MgO(可达9.36%)、Cr〔(168—290)$\times 10^{-6}$〕也高；TiO_2(0.28—0.37%)、Zr〔(28—39)$\times 10^{-6}$〕低；按化学成分属造山区安山岩，即古辉安山岩型。A_2型也属古辉安山岩型，区别是TiO_2(0.49—0.56%)较富，Ni〔(65—82)$\times 10^{-6}$〕、Cr〔(157—176)$\times 10^{-6}$〕较低。

2. 拉斑玄武岩

中—粗粒间粒—次辉绿结构，冷凝边有时含球粒。斜长石(An_{60-72})及单斜辉石为主要矿物，二者的比例为1：1—1：3。单元Ⅳ的玄武岩含少量斜方辉石。有的玄武岩中的基质斜长石可为更长石。

与安山岩的区别是较高的TiO_2(1.04—1.06%)、Y〔(20—30)$\times 10^{-6}$〕、Zr〔(47—111)$\times 10^{-6}$〕，较低的MgO(3.73—7.96%)、Ni〔(11—28)$\times 10^{-6}$〕、Cr〔(10—16)$\times 10^{-6}$〕。

根据化学成分玄武岩可分为两种类型：B_1和B_2型。单元Ⅳ的玄武岩为B_1型；单元Ⅵ、Ⅶ的玄武岩为B_2型。B_2型属岛弧钙碱性系列，含Fe高，Fe_2O_3(全铁)达13%，称为铁质玄武岩。B_1型属岛弧拉斑玄武质系列，含Fe_2O_3、MgO_2低，但富含LIL，Zr(111×10^{-6})、Na_2O

(5.7%)、K_2O(1.52%)都很高，是高分异玄武岩。无论是B_1型还是B_2型都不同于MORB。

四 成因

板块聚敛边界的岩浆活动十分复杂，不同深度生成的岩浆成分不同。造成的原因可能是(1)聚敛速率发生变化；(2)俯冲下沉的物质成分变化；(3)上覆板块边缘的成分和厚度发生变化；(4)毕乌夫带之上的上地幔楔的物理性质及成分随时间而变化。

关于现代岛弧安山岩的成因，Middlemost(1985)提出了下列模式：

1.大洋板块破碎(如沿老转换断层)后开始发生俯冲。此板块由5—10 km厚的洋壳及亏损的地幔橄榄岩组成。橄榄岩下潜到深地幔中不会熔融，因为早已分离出玄武岩浆。因此可认为，板块有一刚性的核心(老地幔)，而脆性的外壳(洋壳)容易破裂，这些裂缝内充填了远洋或陆源沉积。

2.俯冲的岩石发生变质，矿物成分是压力、温度、挥发分成分及含量的函数。随着下潜，变质相由沸石相过渡为绿片岩相、角闪岩相及榴辉岩相。板块内岩石脱水必须发生在75—200 km深度之间，温度变化很大。

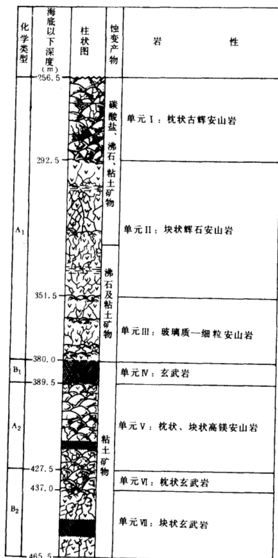


图8—33 马利亚纳弧前盆地458孔的火成岩基底柱状图(Hussong,1982)

3.来自板块物质脱水产生的液相，含水、SiO_2,并可含大量不相容元素(K,Rb,Sr,U)。这种稀岩浆的成分在很大程度上决定于沉积物的量、时代和来源。稀岩浆上升到上覆的上地幔楔内，将降低这些地幔岩石的熔点、密度和粘性。浮力将促成地幔楔内底辟的形

成。底辟内的液相逐渐聚集并形成更多的岩浆，其成分为富镁拉斑玄武质—玄武安山质。

4. 岩浆上升侵入到陆壳中，由于与围岩的密度差较小，上升减缓或停留下来，形成了岩浆房。岩浆房内岩浆由于晶出橄榄石，尖晶石、斜方辉石、普通辉石、斜长石、钛铁氧化物而连续发生分异。岩浆房内也可能发生成分分带，上部为富含SiO_2的分异岩浆，其成分属安山质甚至英安质。根据日本中部的活火山，Yauagi(1978)提出一种模式，假定有一大岩浆房位于地壳底部，并周期性地从深部得到新岩浆的补给。岩浆房内发生连续的结晶分异作用。从岩浆房中排出的岩浆是新的原始岩浆与老的分异岩浆的混合物。随着早期无水矿物的结晶，岩浆渐富含水，氧分压加大。如果氧分压较高，磁铁矿晶出，残余岩浆更富含SiO_2而变为岛弧钙碱性。大岩浆房一旦形成，两种作用必然发生：(1)与围岩同化混染；(2)流体的逃逸。这样就促进岩浆进一步的分异。

5. 在较高压力下，如果温度上升到750 ℃以上，石英榴辉岩将发生部分熔融，形成的初始岩浆富含SiO_2，具较高的K／Na、LIL及LREE、HREE比值，形成高K岩石。

大洋板块潜没区的构造较复杂，地壳厚度也较大，对陆壳的同化作用也很有意义。陆壳被同化量随着岩浆运动使围岩被加热而增大。某些安山岩的形成是由于拉斑玄武岩浆同化了年青富SiO_2的火山物质的结果。Sakuyama(1981)认为，日本中部的钙碱性岩含有具反环带构造的铁镁矿物斑晶，这些矿物在化学上不平衡，富镁橄榄石与富铁辉石共生，富镁橄榄石与石英共生。这种共生是由于不同岩浆混合的结果。

参考文献

〔1〕 约德尔，H. S. Jr.，1976，玄武岩浆成因。地质出版社(1982年译)。

〔2〕 邱家骧，1885，岩浆岩岩石学。地质出版社。

〔3〕 林景仟，1987，岩浆岩成因导论。地质出版社。

〔4〕 Adamson, A. C., 1985, Basement lithostratigraphy, Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Init. Repts. DSDP, 83: 121—127.

(5) Anderson, R. N., 1986, Marine Geology. John Wiley& Sons, Inc.

〔6〕 Andrew, C. A., 1985, Basement lithostratigraphy, Deep Sea Drilling Project Hole 504B. Init. Repts. DSDP, 83: 121—127.

〔7〕 Becker, K., Sakai, H., et al., 1988, Proc. ODP, Init. Repts. (Pt. A), III: College Station TX (Ocean Drilling Program).

〔8〕 Bonatti, E., et al. 1986, Peridotites from the Island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry. J. Geophys. Res., 91 (B1): 599—631.

〔9〕 Bonatti, E. and Michael, P. J., 1989, Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. Earth Planet. Sci. Lett., 91: 297—311.

〔10〕 Bougault, H., et al., 1982, Tholeiite, basaltic andesite, and andesites from Leg60 sites: geochemistry, mineralogy, and Low partition coefficient elements. Init. Repts. DSDP, 60: 657—677.

〔11〕 Bryan, W. B., 1988, Proc. ODP, Init. Repts., V. 106.

〔12〕 Carman, M. F., et al., 1984, Petrography and mineral chemistry of basalts from Hole 519A, 520, 522B, and 524——Leg73 (South Atlantic) of the DSDP. Init. Repts. DSDP,

73:545—577.

〔13〕 Detirck,R. B.,et al.,1988,Proc. ODP. Init. Repts. (pt. A) 106/109,College Station (ODP).

〔14〕 Dick,H. J. B.,Fisher,R. L. and Bryan,W. B.,1984,Mineralogy variability of the uppermost mantle along midocean ridges. Earth Planet. Sci. Lett.,69:88—106.

〔15〕 Drake,M. J.,1976,Plagioclase—melt equillibria. Geochim. Cosmochim. Acta,40:457—465.

〔16〕 Emiliani,C,1981,The Ocean Lithosphere, The Sea, V.7.A Wiley Interscience Publication.

〔17〕 Goldfarb,M. S.,1986,Petrography of basalts from Deep Sea Drilling Project Leg 92. Init. Repts DSDP,92:459—469.

〔18〕 Hekinian,R.,1982,Petrology of the Ocean Floor. Elsevier Scientific Publishing Company.

〔19〕 Hussong,D. m.,1982,Init. Repts of the Deep Sea Drilling Project,V. 60.

〔20〕 Kempton,P. D. et al.,1985,Petrology of basalts from Hole 504B,Deep Sea Drilling Project, Leg83,Init. Repts, DSDP,83:129—164.

〔21〕 Kempton,P. D.,1985,An interpretation of contrasting nucleation and growth histories from petrographic analysis of pillow and dike chilled margins,Hole 504B,Deep Sea Drilling Project,Leg83. Init. Repts. DSDP,83:165—181.

〔22〕 Klein,E. M. and Langmuir,C. H,1987,Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. J. Geophys. Res.,92(B8): 8089—8115.

〔23〕 Langmuir,C. H. and Bender,J. F.,1984,The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults:observations and implications. Earth Planet. Sci. Lett.,69:107—127.

〔24〕 Maalφe,S.,1985,Principles of Igneous Petrlogy. Springer Verlag.

〔25〕 Marsdell,M.,1988,Petrology and petrogenesis of cliopyrocene rich tholeiitic lavas. Jour. Petrl. 29:927—964.

〔26〕 McBirney,A. R.,1984,Igneous Petrology. Freeman Cooper Company.

〔27〕 Middlemost,E. A. K.,1985,Magmas and Magmatic Rocks. Longman.

〔28〕 Pearce,J. A.,et al.,1986,Geochemistry and petrogenesis of basalts from Deep Sea Drilling Project Leg92,Eastern Pacific. Init. Repts. DSDP,92:435—458.

〔29〕 Ringwood,A. E.,1975,Composition of petrology of the earth's mantle. McGraw—Hill.

〔30〕 Robinson,P. T.,et al.,1989,Proc. ODP,Init. Repts. V. 118.

〔31〕 Stewart,R. J.,et al.,1973,Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the north Pacific Ocean and the Bering Sea. Init. Repts. DSDP,19:615—636.

(王 琦)

第九章　深海底金属矿产

深海占海洋总面积的89%。独特的海洋一地质环境和沉积一热液成矿作用为金属和非金属矿床的形成提供了有利条件。自从锰结核的经济价值得到公认以来，深海底的矿产资源已经引起海洋科学界和矿业开发部门的极大关注。本章并非全面叙述深海成矿作用和矿物资源类型，而是重点介绍深海矿产研究前沿、最有开发前景的大洋锰结核、富钴锰结壳和海底热液矿床的主要地质特征和成矿过程。

第一节　概述

海洋蕴藏着丰富的石油、天然气、煤、磷、盐、锰、铜、钴、镍、金、银、锌、铅、钛、锆、锡、铬、铂和金刚石等多种金属及非金属矿产资源。随着陆上资源的不断消耗，二十世纪高速发展工业对矿产资源需求量的急剧增加，大大地促进了海洋矿产资源调查和开发的研究。特别是60年代以来，随着海洋地质学的进展，海洋矿产领域已累积了相当资料，并发表大量有关海底矿产类型、地质特征、分布规律和形成模式的文献和专著(Mero，1965；Cronan，1980；Baturin1982，1988；Graham and Trotman，1982；Degens and Ross，1969；Glasby，1977；Teleki et al，1987)。海洋矿床学正在不断发展成为海洋学和矿床学交叉学科的一个新分支。古海洋和现代海洋都曾经历或发生以沉积成矿作用为主的多种成矿作用，也就是说既有碎屑沉积成矿作用、化学沉积成矿作用、生物沉积成矿作用和生物一化学沉积成矿作用，也有海底热液成矿作用。就成矿作用而论，海洋和大陆的成矿区域只不过是地壳上不同地质构造环境，在不同演化时期发生有用元素迁移富集、形成矿床的结果。现代海洋与古海洋在地质特征、成矿条件、矿产分布规律和成因模式方面都有很多类似之处。直接观察海底并获取成矿过程的资料对矿床学基础研究和成矿预测具有重大理论意义和实用价值。

深海区一般远离大陆，水深在3000－6000 m以上，陆源碎屑物来量不多，沉积物的沉积速率非常低。深海平原是深海底的地形平坦区，其上覆盖着厚度不大的红粘土和钙质、硅质生物沉积。海脊和海山则是由海底喷溢的熔岩组成、缺乏沉积层的剥蚀区。海脊呈带状延伸，那里的地壳板块以1－17 cm／a的速度向两侧扩张，发育线状断裂，形成狭窄的海谷、地垒、地堑和断崖。有些部位可以覆盖火山岩流、凝灰岩以及各种碎屑和远洋沉积物。扩张海脊的某些构造活动的脊段常常伴有海底热泉和广泛的热液活动，海底矿液和热能可以通过开放的海底喷口大量排出或者从基岩的泉口和喷气孔中渗出。

转换断层是分离扩张海脊的深部位断层系，它是海底地震、火山作用和热液活动的集中区域。沿碰撞板块的消亡带不仅发育冲断层，引起褶皱、上隆并伴随有强烈的地震和火山活动，而且在线状消亡带边缘的弧后盆地内也普遍发育断块。由各种地质作用形

成的海山组成高出海底1000多米的环状、锥状或不规则状构造体，火山作用是构造脊系发育的组成部分，构造带具有铁镁质—超铁镁质熔岩流、凝灰岩和火成碎屑岩的典型特征。

60年代以来，使用先进的海洋调查技术已基本查明了深海的地质构造和主要矿产资源类型，也为陆上类似矿床的形成条件、地质特征和成矿机制提供了对比资料。深海底金属矿产主要有两种类型，一类是由铁锰氧化物和氢氧化物组成、富含铜、钴、镍、锰的锰结核和富钴锰结壳。锰结核广泛分布于深海盆内，水深4000—6000 m，有些富集区Cu+Co+Ni高达1.7—3.5%，结核丰度在10 kg／m^2以上；富钴锰结壳则分布于海山区。另一类是成因上与海底热液涌出有关的块状硫化物和多金属沉积物。

第二节　锰结核和富钴锰结壳

一　锰结核

锰结核是HMS《挑战者》号（1872—1876年）进行环球海洋考察时首次在大西洋海域发现的。100多年来已进行了详细调查和深入的研究，有关锰结核的形态、物理化学性质、金属元素含量、矿物组成、区域分布和潜在资源量等都已基本查明，现已进入详细探查、圈定富矿区、试采和商业性开发的准备阶段。联合国海底筹委会已批准中国、日本、法国、苏联、印度的海底矿区申请，我国已成为深海矿产开发的少数先驱投资国之一。

锰结核主要由铁锰氧化物和氢氧化物组成，大小从微型颗粒到土豆状块体，富含铜、镍、钴、钼和多种微量元素。它广泛分布于中生代或更年青的深海盆底表层，是最重要

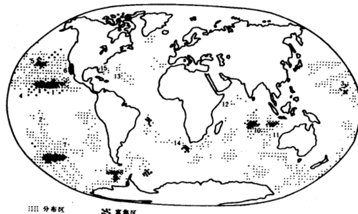


图9—1　世界大洋锰结核分布　(Cronan,1980)。

锰结核区(据Andreev等，1984)：(1)克拉里昂—克里帕顿；(2)南太平洋；(3)威克—内克；(4)中太平洋；(5)夏威夷；(6)加利福尼亚；(7)米纳德；(8)德雷克水道—斯科舍海；(9)迪亚曼蒂纳；(10)中印度洋；(11)西澳大利亚；(12)索马里；(13)北美—圭亚那；(14)厄加勒斯角；(15)布莱克海台

表9—1　锰结核中的锰矿物特征

矿　物	推　测　成分	晶　系	晶　胞　参　数(Å)
钡镁锰矿	$(Ca,Na,K)(Mg,Mn^{2+})Mn_5O_{12}\cdot H_2O$	单斜	a=9.75;b=2.894;c=9.59
布塞尔矿 (10Å水锰矿)	Na　Mn氢氧化物	六方	a=8.41;c=10.01
钠水锰矿	$(Ca,Na,K)(Mg,Mn)Mn_6O_{14}\cdot 5H_2O$	六方	a=2.85;c=7.08—7.31
水羟锰矿 ($\delta-MnO_2$)	$MnO_2\cdot nH_2O\cdot m(R_2O,RO,R_2O_3,)$ R=Na,Ca,Fe,Mn	六方	a=2.86;c=4.7
软锰矿	MnO_2	四方	a=4.39;c=2.87
拉锰矿	MnO_2	斜方	a=4.53;b=9.27;c=2.87
恩苏锰矿 ($\gamma-MnO_2$)	$(Mn^{2+},Mn^{3+},Mn^{4+})(O,OH)_2$	六方	a=0.65;c=4.43
硬锰矿	$(Ba,K,Mn^{2+},Co)_2Mn_5O_{10}\cdot H_2O$	单斜或斜方	a=9.56;b=2.88;c=13.6或a=8.254;b=13.40;c=2—8.6
黑锌锰矿	$Zn_2Mn_6O_{14}\cdot 6H_2O$	三斜	a=7.54;b=7.54;c=8.22
钙锰矿	$(Ca,Mn)Mn_4O_9\cdot 3H_2O$	六方	a=2.84;c=7.07

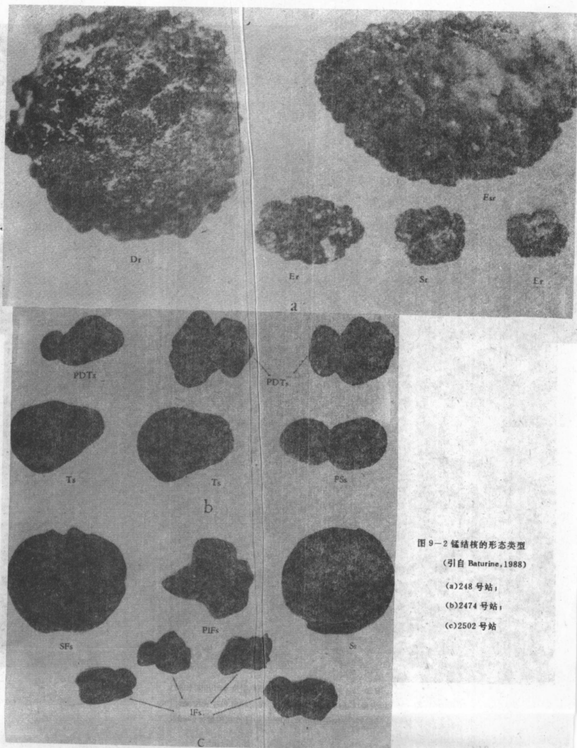


图 9－2 锰结核的形态类型

(引自 Baturine, 1988)

(a)248 号站；

(b)2474 号站；

(c)2502 号站

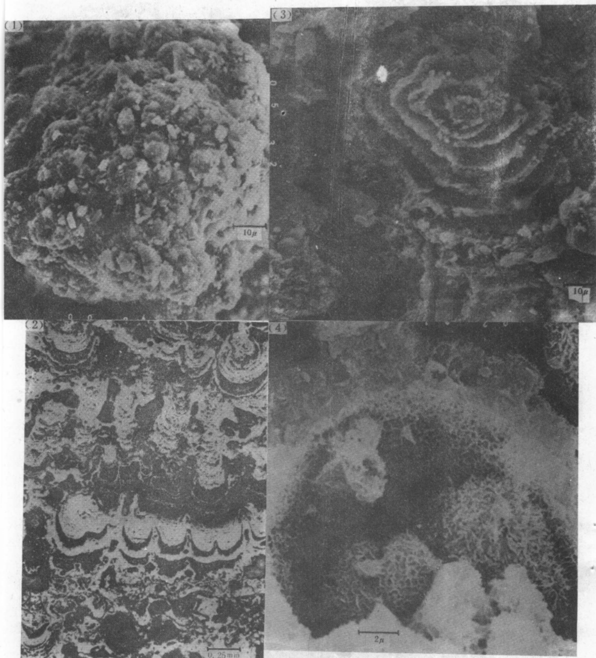


图 9—3　锰结核的结构构造(引自 Baturine, 1988)

(1)表面球状构造×900　(2)纹层构造和柱状结构×190

(3)同心纹层构造×1000　(4)纤维状构造×6000

的深海金属矿产(图9－1)。在碎屑沉积速率很低、上覆海水中生产力高和水深在碳酸盐补偿深度以下(大于4000～5000 m)的深海底最有利于锰结核富集，而且其金属品位(Cu＋Co＋Ni)可以高达1%以上。已有调查研究资料证明，区域性和局部性地质、地球化学环境是影响锰结核发育分布、结核大小、形状、矿物、化学成分和物理性质的重要因素。实际上锰结核的形态、成分和分布的可变性是深海环境的复杂性所致。虽然有关锰结核的形成过程和机制，目前尚不完全清楚，但对结核中的金属元素来源，一般认为是多成因的，可能来自海水、海底岩石海解、沉积物成岩、海底火山和热液作用。

(一)锰结核的物理性质

锰结核一般呈土黑色、绿黑色到褐色颜色，由多孔的细粒结晶集合体、胶状颗粒和隐晶质物质组成，常为球形、椭圆形、圆盘状、平板状、葡萄状和多面状，直径多为3－6 cm大小的块状体(图9－2)。结核的硬度为摩氏级硬度1－4度。平均密度1.95 g/cm^3，孔隙度55.2～62.6%，平均58.3%。孔隙多数孔径7 nm，干比重1.22－1.65。结核的表面构造各种各样。常见的结构有粒状、球状、枝状、针状和放射晶状结构(图9－3)。测年资料表明，结核的生长速率是非常缓慢的，多数为1－50 mm／Ma，平均生长速率只有5 mm／Ma，比太平洋远洋沉积物的沉积速率(2 mm／ka)小的多。大部分结核都有一个或多个核心。核心的成分可以是岩石或矿物碎屑，也可以是生物遗骸，包括玄武岩、沉积物、橙玄玻璃、凝灰岩、玻璃、粘土块，火成碎屑、钙质磷酸盐、沸石、鲨鱼牙齿、鱼骨、有孔虫壳片、海绵骨针和金属碎片等。围绕结核核心形成同心状金属层壳构造是锰结核的重要特征。核心是结核生长的重要因素，尤其在结核生长的早期阶段，对结核的形状有决定性的影响(Cronan，1980)。

(二)锰结核的矿物、化学成分

锰结核主要由隐晶质和极细粒的水合铁锰氧化物矿物组成，并含不等量的硅、碳酸盐、碎屑矿物和生物物质。结核中的微量元素，如Ni、Co、Mo和稀有、稀土元素主要受铁锰氧化物相控制。由于结核中的不同矿物相伴生并与碎屑物质相混，往往难以准确定矿物，现已鉴别的氢氧化锰矿物有：钙锰矿(钡镁锰矿)(10Å相)水钠锰矿(7Å相)、水羟锰矿(δ-MnO_2)、拉锰矿(MnO_2)、恩苏塔锰矿(Mn^{2+},Mn^{4+})$(OH)_2$、硬锰矿$(Ba,K,Mn,Co)_2Mn_5O_{10}\cdot H_2O$和钡锰矿($Ba_{1-2}Mn_8O_{16}$)等(表9－1)。结核中的铁多以非晶质氢氧化铁聚合物的形式赋存。含铁矿物有针铁矿(FeOOH)、纤铁矿(FeOOH)、赤铁矿(Fe_2O_3)、磁赤铁矿(rFe_2O_3)、隐晶质氢氧化铁凝胶、胶状二价铁和水二价氧化铁的聚合物。

分析结果表明，结核的化学组成是十分复杂的，除了水、挥发组分和常量元素O，Mn，Fe，Si，Al，Ca，Na，Mg以外，含几十种有色金属和稀有、稀土元素。与地壳成分相比，结核中的Mn，Fe，Ni，Cu，Co，Zn，Mo，Ba和pb都相对地富集，其中Cu，Ni，Co，Mn，Mo达到工业利用品位。Cronan等指出，产于不同环境的锰结核，如海山区、深海平原、大陆边缘、活动海脊或海台区的结核丰度和金属含量差异很大(表9－2)。深海盆锰结核的Mn／Fe比一般在3.94－0.67之间，而大陆边缘区锰结核的Mn／Fe比则高达28。从Cu、Co、Ni的平均含量看，以太平洋结核最高，印度洋结核其次，大西洋结核最低(表9－3，图9－4)。

表9—2 不同环境中锰结核的平均金属含量(%)

含量 金属 环境	Mn	Fe	Ni	Co	Cu	Mn/Fe	水深(m)
海山	14.62	15.81	0.351	1.15	0.058	0.92	1872
海台	17.17	11.81	0.641	0.347	0.087	1.53	945
活动海脊	15.51	19.15	0.306	0.400	0.081	0.80	2870
其他海脊	19.74	20.08	0.336	0.570	0.052	0.98	1678
大陆边缘地	38.69	1.34	0.121	0.011	0.082	28.8	3547
陆缘海山	15.65	19.32	0.296	0.419	0.078	0.81	1694
深海结核	16.78	17.27	0.540	0.256	0.370	0.97	4460

据(Cronan,1977)

(三)锰结核分布

锰结核主要分布在太平洋，其次是印度洋和大西洋的所有洋盆和部分海盆中。Mero(1965)估算出太平洋的结核总储量约为1.7×10^{12} t。Andreev等(1984)指出，北半球的近赤道带和南半球的三条纬度带，即15～20°S、30～40°S和50～60°S是锰结核最富集的地带(表9—4)。

表9—4 大洋锰结核的纬度分布

大洋	北半球	南半球
太平洋	4～30°	20—46° 55～63°
大西洋	18～35°	30～40° 50～60°
印度洋	0～11°	15～20° 32～40°

(据Andreev等，1984)

根据大洋底的构造地貌特征和海区所处的构造位置以及锰结核的成分、地球化学和分布丰度可在太平洋划分八个锰结核富集区(图9—1)。

1.克拉里昂—克里帕顿区

也称C—C区。该区东起116°W，西至莱恩海脊，东西延伸约3500余公里，南北分别以克拉里昂断裂带(Clarian FZ.)和克里帕顿断裂带(Clipperton FZ.)为界，位于东北太平洋海盆的中心位置，水深5000—5200 m。深海底是受断陷切割和分布海丘的深海平原。锰结核分布很不规则。在西带(145～157°W)、中带(130～144°W)和东带(120—127°W)，结核覆盖率高达50%以上。结核丰度随海底地形变化而变化，从0.4 kg/m²到22.4 kg/m²，以深海平原内部和深海丘陵及海山的坡麓分布密度最稀，海底丘陵之间的洼地和海丘的近坡顶部位最富集，结核含Mn 2.50—37.5%，Ni 0.11—1.95%，Cu 0.11—1.66%，Co 0.05—0.91%，Zn 0.04—0.25%，Pb 0.15—0.17%。Mn、Cu、Ni含量随分布丰度的增加而减少。

表9－3　世界大洋锰结核的平均金属含量(%)

元素	含量范围	太平洋					印度洋			大西洋			南洋盆	世界大洋		
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(3)	(4)	(5)	(3)	(4)	(5)	(4)	(4)	(5)	(6)
Mn	0.04—50.3	24.2	17.94	19.78	20.1	18.3	14.74	15.10	15.25	14.93	15.78	13.25	14.69	16.02	18.60	17.4
Fe	0.3—50.0	14.0	11.72	11.96	11.4	12.77	13.05	14.74	14.23	13.08	20.78	16.97	15.78	15.55	12.40	13.6
Ni	0.08—2.48	0.99	0.59	0.634	0.76	0.63	0.441	0.484	0.43	0.484	0.328	0.32	0.450	0.480	0.66	0.55
Cu	0.003—1.90	0.53	0.39	0.392	0.54	0.41	0.173	0.294	0.25	0.155	0.116	0.13	0.210	0.259	0.45	0.34
Co	0.001—2.53	0.35	0.33	0.335	0.27	0.29	0.254	0.230	0.21	0.323	0.318	0.27	0.240	0.284	0.27	0.27
Zn	0.01—9.00	0.047	0.084	0.068	0.16	—	0.061	0.069	0.149	0.066	0.084	0.123	0.060	0.078	0.12	—
Pb	0.01—0.75	0.090	0.11	0.0846	0.083	—	0.070	0.093	0.101	0.134	0.127	0.14	—	0.0900	0.093	—

(1) Volkov, 1979; Mckelvey et al., 1983; (2) Mero, 1965; (3) Volkov, 1979; (4) Cronan, 1980; (5, 6) Mckelvey et al., 1983;

(6) 克拉里昂—克里帕顿带

(据Baturine, 1988)

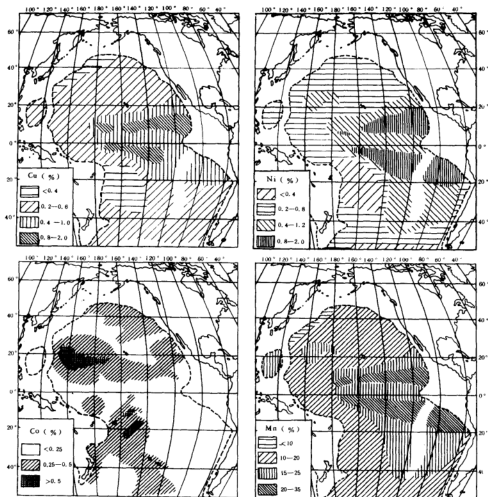


图9－4　太平洋锰结核的金属浓度（%）（引自Baturin，1988）

2. 中太平洋区

该区北起马尔库斯—内克岛，东至莱恩群岛，西南以菲尼克斯岛和托克劳群岛为界。区内以海山和海底丘陵地形为特征，东部区水深4800－5200 m，西部区水深5600 m。结核形态和分布都变化很大，丰度为1－30 kg／m²。

3. 威克—内克区

位于马尔库斯—内克海底火山脊区内，地形崎岖不平，结核呈不规则状分布，在浊

流沉积物覆盖的海底平原上很少发现结核，主要富集在海丘的近顶部位、上部斜坡或海丘之间，丰度从1—2 kg／m²到26 kg／m²。，马尔库斯—内克海脊的南段，地形呈微波状起伏，是最有希望的结核区。

4. 夏威夷区

结核分布范围与火山构造成因的夏威夷火山海岭区一致。区内海底地形崎岖不平。夏威夷周围的海底沉积物由火山质、钙质和粘土质组成，沉积层厚度不大，结核和结壳厚数公分，含钴量高，分布丰度5—8 kg／m²。

5. 加利福尼亚区

该区东临东太平洋海隆，北、西北以克拉里昂断裂带为界，区内海底地形平坦，水深3700 m。西部区以含沸石的深海红粘土和火山碎屑混合沉积为主；东部区为深海半远洋含钙质和硅质沉积，海岸区分布陆源火山沉积和陆原生物沉积。锰结核分布丰度一般在10 kg／m²以上。

6. 南太平洋区

该区是南半球最大的锰结核区，包括土阿莫土群岛、社会群岛、莱恩群岛和库克群岛周围海域，海底地形起伏变化较大，沉积物为水成成因，以红粘土分布最广。锰结核最大丰度可达40—70 kg／m²，结核丰度与地形没有明显的相关性，但与金属品位呈负相关。中部区结核直径多在3—4 cm之间，边缘区则增大到6—8 cm。北部区位于马希尼基与莱恩海隆之间的彭林海盆是一富集区，以北富Cu、Ni，南富Co为特征(Lin et al；1989，1991)。但彭林海盆、莱恩—土阿莫土和拉罗汤加岛区结核的金属含量变化较大。

7. 米纳德区

位于南太平洋海盆的东南部，呈北西向延伸达2000余公里。北区为富铁型结核，南区分布富锰型结核，部分海区结核覆盖率高达60％。东部区的智利海盆已发现结核富集。

8. 德雷克—斯科舍区

该区位于太平洋与大西洋分界的德雷克海峡—斯科舍海，北界与冰山区界大体一致。锰结核主要分布在斯科舍深海区、德雷克海峡的海丘和陆坡上。结核分布与海底地形、水深和沉积物类型没有明显关系。结核核心多由冰川沉积砾石和其他粗粒物质组成。

此外，在别林斯高晋洼地和秘鲁海盆也是太平洋的结核分布区。其中别林斯高晋区紧靠南极次大陆，锰结核带宽350 km，沿南纬60°呈带状分布，面积很大。

Cronan(1984，1987)在研究西南太平洋锰结核富集规律后指出，上覆表层海水的高生产力(＞50 gC／m²／a)、水深在碳酸盐补偿深度面附近或以下和浊流沉积不发育的海区是探查具有工业价值锰结核矿床的三条找矿标志。

(四)锰结核的资源量

根据估算，整个大洋底大约储存有1500—3000 Gt锰结核。其中按丰度10 kg／m²，Cu＋Co＋Ni＞1.76％圈定的富矿区资源量为14—99 Gt(Gross，G、A、and Mcleod，1987)。位于东北太平洋克拉里昂断裂带和克里帕顿断裂带之间的C—C区(7～15°N，114～158°W)是最有开采价值的海区。那里主要沉积硅质软泥和红粘土，锰结核丰度高达30

kg／m^2,品位(Cu+Co+Ni%)一般在3%以上，而且丰度和品位变化都比较稳定。根据Archer等人(1975)估算，该区准边界级储量为14.4－54×Gt(表9－5)。Mero(1977)按分布区面积6×10^6 km^2,结核平均丰度9 kg／m^2,平均含Mn 29%,Co 0.3%,Ni 1.77%,Cu 1.4%计算得总资源量54000×10^6 t(干结核38000×10^6 t)，其中含Mn 11000×10^6 t,Co 115×10^{6}t和Ni 650×10^{6}t,Cu 520×10^6 t。此外Zn和Mo也有潜在利用价值。

表9－5 太平洋C－C区已证实的准边界级锰结核资源量(×10^{6}t)

资料来源	锰结核	Ni	Cu	Co	Mn
Archer (1975)	12400	106	87	87	2400
Holston (1976)	14000	120	98	24	2700
Frazer (1977)	13800	121	100	23	2400
Mero (1977)	54000	650	520	115	11000
Mckelvey (1978)	15000	135	104	23	2600

二 富钴锰结壳

富钴锰结壳是一种水化成岩成因、生长在硬质基岩上的富含锰、钴、铂等金属元素的“壳状”沉积物。早在《挑战者》号环球海洋考察时，化学家Buchanan,J.Y.就曾发现锰结核中含钴。其后Menard(1964)注意到太平洋锰结核中的含钴量随着水深减少而增加的规律。Cronan和Tooms(1969)指出铁锰沉积物的富钴区主要集中在西太平洋和西南太平洋的高地形区，但系统地开展富钴锰结壳研究则是从80年代初开始的。1981年，德国海洋地质学家Halbach首次对中太平洋海山区进行调查，获得了结壳形态、厚度、产状、成分、矿物学和成因的资料，并圈出富集区范围。接着美、苏、德、日、英等国相继在中太平洋、西南太平洋和印度洋海山区进行考察，先后在夏威夷海岭、布罗肯海岭以及莱恩群岛和土阿莫土群岛周围的海山上发现富钴锰结壳，其中约翰斯顿岛环礁南约60海里的海山斜坡上，结壳覆盖率高达80－90%,厚度超过4 cm,富含Co,Ni,Mo,Ce,V等金属。1986年以来我国海洋科学调查船也在南海海盆的宪北海山和陆坡区1500 m水深的尖峰海山多次采得结壳。1989年中德联合研究“南海地球物理学”航次，再次拖获结壳260多公斤。

富钴锰结壳引起海洋科学家的密切关注和浓厚兴趣的主要原因是它具有重要经济价值。富钴结壳含有Mn,Co,Pt,Ni,Pb,Ti,Ce等多种金属，其中Co含量特别高，Pt也相当富集。钴属于短缺战略资源，在商业市场上的价格比铜、镍更贵，而且钴壳产于水深不到2000 m的浅水区，某些海区只有几百米水深，无论从开发技术和投资条件方面都较锰结核优越；此外结壳分布于海山和火山群岛的沉没部位，这些海域多在岛国专属经济区范围以内，并不存在开采权益争议。现已确认，富钴锰结壳是深海金属矿产的重要类型，具有巨大经济潜力。

(一)富钴锰结壳的地理分布和产状

现有资料表明，富钴锰结壳主要分布在中南太平洋海山区，在印度洋和大西洋的局部海区也有发现。太平洋海山区包括天皇海岭、夏威夷海岭和莱恩海岭区，马绍尔群岛、

土阿莫土一马克萨斯群岛、波利尼西亚岛和新西兰一查塔姆周围以及西太平洋的威克岛，萨摩亚岛、豪兰岛、贝克岛、关岛和北马里亚纳群岛海域。其中以中太平洋海山区为最重要。从地理纬度分布看，仅限于赤道带附近的低纬度区，即在南、北纬度5－15°之间，一般不超过20°。结壳产于海山、海岭和海底台地的顶部和上部斜坡区，通常以坡度不大、在10－20°之间(平均14°)，基岩长期裸露，缺乏沉积物或沉积层很薄的部位最富集。在水深1000－3000 m、沉积速率很低、远距环礁、块体运动和重力流不发育的海区有利于结核形成，结核覆盖率一般超过50%，平均丰度可达20 kg／m²。

(二)富钴锰结壳特征

1.形态、结构构造和生长速率

富钴锰结壳大多呈层壳状生长于硬质基岩面上，少数包裹岩块、砾石，成不规则球状、块状、盘状、板状和瘤壳状，直径几公分到几十公分。结壳的厚度一般不大，平均只有2－4 cm，在水深1100－1500 m的结壳富集区，壳厚可增到8－10 cm。文献上报道过的最厚结壳有24 cm，采自4830 m水深(引自Hein等，出版中)。该结壳已生长了65 Ma。根据Be^{10}法测定其外层壳的生长速率为2.7 mm／Ma，内层壳生长速率为4.8 mm／Ma。由于结壳的生长速度十分缓慢，所以只能在年龄超过25 Ma的基岩面上才有可能发育生成。结壳的基质岩石是各种各样的，其中以碱性玄武岩及其蚀变岩石和火山角砾岩(夏威夷岩)最常见，其次是蒙皂石岩和磷块岩。生物石灰岩、粘土岩和磷酸盐质砂岩比较少见。

结壳颜色为黑色或暗褐色，表面多呈瘤状或葡萄状，也有光滑和松散土状。结壳内部有平行纹层构造，反映结壳生长过程中的环境变化。金属层壳往往可以见有两个生成期，老生长层的内壳形成于中始新世一早渐新世初期；新生成的外壳形成于中、晚中新世以来。新、老层壳之间被磷酸盐物质分隔，有人认为这种磷钙的形成与海洋的最低含氧层有关，是同生的。但也有人主张是次生成因，可能是磷酸盐交代钙质软泥的结果(Halbach，1988)。

在电子显微镜下可观察到结壳层的分带性，从表面的光滑、多丘、松软状构造向内逐渐过渡为比较致密状、贝壳断口状和浸染状铁锰氧化物，内部有球状，纤维状、贝壳状和网格状(颗石藻)构造。

根据测年资料，水成富钴结壳的生长速率为2.5－5 mm／Ma，与大洋锰结核的生长速率(1－10 mm／Ma)相近似，但比热液铁锰结壳的生长速率(1000－2000 mm／Ma)缓慢得多。一般来说，富钴锰结壳的新层壳生长速率为1－3 mm／Ma，比老层壳的生长速率(5 mm／Ma)更加缓慢。

2.矿物成分

富钴锰结壳的组成矿物有细粒锰、铁氧化物和氢氧化物、非晶质铝硅酸盐、碳酸盐、磷酸盐和碎屑矿物。其中最主要的矿物是δMnO_2(1.4 Å，2.4 Å)和隐晶质针铁矿($FeOOH \cdot nH_2O$)。自生矿物有沸石和蒙脱石。碳酸盐矿物是方解石。磷酸盐矿主要为氟磷灰石，在内层壳含量较高。磷酸盐和碳酸盐可能来自上覆表层海水的生物作用。少量矿物有石英、重晶石、斜长石、钾长石、辉石和粘土矿物等。石英可能有风成来源，辉石、钾长石和沸石来自海底基岩的风化作用。部分斜长石可能来源于火山悬浮体。

3. 化学成分

富钴锰结壳含有Mn,Fe,Co,Ni,Pb,Ti,Cu,Pt,Mo,Zn,Cd,Be,Ba,W,Sn,Bi,As,Sb,V,Ag,Sr,Ce,Y,La,Se,Yb,Ta,U,Th,Zr,Ge,Ga,Li,In,Tl等元素(表9—6)。其中钴含量高达2%,比大洋锰结核中的钴含量高3—5倍(表9—7,表9—8)。铂的含量也相当高，在0.2—1.2×10^{-6}之间,比海水的铂浓度(约0.002×10^{-9})富集10^6倍,最大含量可达0.8 mg／t。结壳的铂、铑含量分别相当于地壳中铂、铑克拉克值的80倍和15—40倍。Ni,Pb,Ti和Ce也有明显富集。

表9—6 中太平洋马绍尔群岛区富钴锰结壳的化学成分(12个样)

元 素	平 均	最 大	最 小
Si(重量%)	2.18	3.46	1.15
Al	0.41	0.57	0.28
Fe	12.3	15.0	10.6
Mg	0.88	0.96	0.81
Ca	2.19	3.20	1.86
Na	1.49	1.83	1.33
K	0.38	0.49	0.32
Ti	0.77	0.87	0.59
P	0.39	0.77	0.31
Mn	20.4	23.1	19.0
H_2O^-	27.0	31.4	25.3
H_2O^+	5.57	6.60	5.10
CO_2	0.44	0.61	0.32
As×(10^{-6})	227	260	190
Ba	1003	1400	830
Cd	3.01	4.10	1.92
Co	8443	12400	5300
Cr	9.1	36.0	2.0
Cu	375	720	200
Mo	373	460	310
Ni	3875	4900	3000
pb	1414	1600	1200
Sr	1167	1200	1100
V	503	570	430
Zn	543	640	440
Y	124	160	110
Ce	730	1000	570

(据Hein,1988)

表9—7　富钴锰结壳平均金属含量(%)

	Co	Ni	Mn	Fe
花岗岩	0.0004	0.001	0.046	2.19
玄武岩	0.0035	0.015	0.15	5.60
远洋沉积物	0.0078	0.0225	0.67	5.80
莫三鼻给钴矿	0.2—0.4	—	—	24.00
深海锰结核	0.27	0.55	18.6	12.50
富钴锰结壳	0.63	0.45	21.6	16.50
南中国海锰结壳[1]	0—0.49	0.25—0.49	10—19	10—14

1) 据Hein等(出版中);其他据Manheim,1986;(537个样)。

表9—8　太平洋富钴锰结壳和锰结核的平均金属含量(%)

元　素	富钴锰结壳[1] (57个样)	锰结核[2] (1700个样)
Co	0.90	0.27
Ni	0.50	0.76
Cu	0.06	0.54
Mn	24.7	20.1

1) 水深小于2400 m(Craig等, 1982;Halbach,1984)。

2) 据Mckelevey等1983。(引自Clark,1985)

中太平洋海山区富钴结壳的平均成分为，Mn 20—30%,Fe 15—20%,Co 0.5—1.1%,Pb 0.1—0.25%,Ni 0.3—0.7%,Ti 0.1—0.15%,Cu 0.05—0.15%(Hein,出版中)。波利尼西亚区结壳的Co、Pt含量分别高达1.15%和0.9×10^{-6}(Manheim,1986)。马绍尔群岛的结壳含Co高达1.24%,Pt 0.93×10^{-6},Ce 0.11×10^{-6},Ni和Cu含量则偏低(Hein等,1988)。据Halbach(1986)资料，中太平洋海山区结壳的Co、Ni、Pt含量最高分别可达2.0%,1.34%和1.2×10^{-6}(表9—9)。

表9—9 太平洋海山区富钴锰结壳的金属含量(%)

元素＼含量	最大	最小	平均
Mn(%)	31.4	10.1	26.0
Fe	24.1	7.2	14.9
Ni	1.34	0.16	0.55
Co	2.00	0.23	0.90
Cu	0.25	0.02	0.07
Pt($\times10^{-6}$)	1.2	0.3	0.5
Zn	1600	580	870
Pb	2500	750	1900

结壳中的金属含量变化与水深有关，Mn、Co、Ni随水深变浅而增加(图9—5)。而Fe，Cu则相反，随水深的增大而增加，而且变化幅度较大(图9—6,表9—10)。Co和Pt的分布有非常明显的规律性，与层壳的生长年龄有关，Co富集于结壳外层或年轻结壳，而Pt则富集于结壳内层或较老的结壳中(表9—11)，老结壳层含Pt含量高达 0.8 mg／t,年轻结壳层含pt量只有0.3 mg／t.它们比深海锰结核的Pt量高好几个数量级。Pt含量除受结壳年龄控制外，还进一步受水深的影响。Pt含量与Ni含量以及Mn／Fe比值呈正相关关系说明Pt、Ni是和氧化锰相结合的。元素分布与结壳的矿物相关系十分密切，Co,Ni,Pt,Pb,Ce,As,Mo,Cd和Zn与锰矿物相呈正相关，而Cu,B,K,Al,Ba,Si则与铁矿物相呈正相关；轻稀土元素与铁矿物相、生物相有关，重稀土元素与δMnO_2相有关。

表9—10 太平洋富钴锰结壳平均钴锰含量(%)与分布水深

水深(m)	北莱恩群岛—中太平洋海山(192个样)		南莱恩群岛—波利尼西亚(97个样)	
	Co	Mn	Co	Mn
0—1000	—	—	1.98	28.09
1000—1500	1.05	27.08	1.25	26.97
1500—2000	0.93	26.01	1.41	24.87
2000—2500	0.59	21.94	—	—
所有水深	0.77	23.82	0.78	20.94

(据Manheim,1986)

Frank(1976)曾注意到结壳化学成分随经、纬度变化的规律性，指出夏威夷海链区结壳的Mn,Ni,Cu,Co成分沿海链向西北方向递增，Fe含量逐渐降低与结壳基质岩石的年龄增大有关。结壳成分的变化除了受地质位置控制外，还受中深层流系、生物生产力，

碳酸盐补偿深度变化和最低含氧带的递减度及垂向范围等区域性海洋环境影响。

（三）富钴锰结壳的成因

有关富钴锰结壳的形成过程和机制目前还研究得很不深入，就已有资料看，多数学者主张水成成因，钴、铁、锰等金属元素来源于海水。结壳沉积可能是纯粹的胶体化学过程。Halbach (1986) 在研究中太平洋海山区的富钴锰结壳后，提出了结壳成因的综合模式(图9—7)。

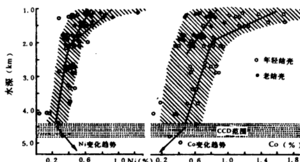
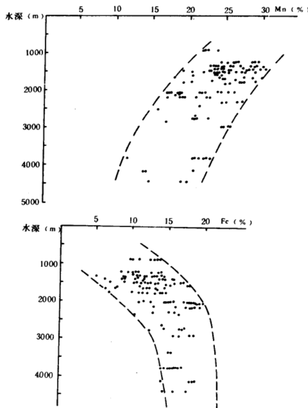


图9—5 中太平洋海山区富钴锰结壳Co, Ni含量与水深关系

(据Halbach, 1985, 1986)

海洋中不同深度水层的溶解氧和溶解锰的含量是变化的(图9—8)。一般将含氧最低的水层称为最低含氧层。最低含氧层的深度与生物生产力有关。生物死亡以后在沉降、溶解的过程中要耗去大量氧气。通常在生物繁盛的海区由于水生物死亡溶解而耗氧，最低含氧层的深度较浅。相反，在生物生产力低的海区，最低含氧层的深度则相对增深。



在海洋表层，溶解氧和溶解锰的含量都很高，而最低含氧层深度，由于有机体分解和锰的还原，溶解锰的含量变低。但最低含氧层向下，随着水深的增加，引起

图9—6 中太平洋海山区富钴锰结壳Mn, Fe含量与水深关系

(据Halbach, 1986)

锰向深部扩散，溶解锰含量先是增高，后又逐渐降低。

表9－11　太平洋海山区富钴锰结壳内、外层的Co含量（%）

海区　　含量　　壳层	外壳层	内壳层
夏威夷群岛（1个样）	0.62	0.34
金门礁北（2个样）	1.48	0.54
约翰斯顿环礁（2个样）	1.15	0.88
汤加海岭（3个样）	1.03	0.23
平　均	1.06	0.45

据许东禹（1988）资料改编。

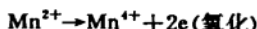
图9－7　锰结核和富钴锰结壳成因综合模式

海洋中广泛存在着铁锰硅酸盐胶体、铁锰氧化物混合胶体和锰胶体等。铁主要来自最低含氧层之下的水柱中。碳酸盐骨骸被溶解，最初释放出的铁发生氧化并以铁的氢氧化物胶粒析出。随着水深的增大，氧含量增加，引起Mn^{2+}最大浓度带的深水扩散，在最底含氧层之下由于$Fe(OH)_3 \cdot nH_2O$的表面吸附和富集作用，高价铁的水合氧化物可

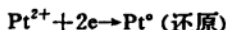
以促进Mn^{2+}氧化。可能是胶体表面能和表面电荷不同，形成锰一铁水合氧化物和硅酸盐混合胶体溶液聚合微粒沉积在基质岩石的表面。

Halbach等(1982)注意到富钴锰结壳中的钴含量与锰含量的正相关关系，并指出钴的浓度受底水沉积的胶状铁锰氧化物颗粒的含锰量控制。水合氧化锰胶体相具有较高的表面能，并能有效地从水柱中吸取溶解状态的过渡型金属阳离子，对带正电荷和离子半径较小的Cu^{2+},Co^{2+},Ni^{2+},Zn^{2+}等有化学吸附作用。因为Co^{2+}在MnO_2表面被氧化，形成难溶稳定的Co^{3+},导致了结壳中Co比Ni,Zn,Cd等元素更为富集。

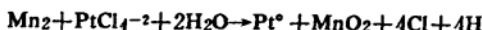
化学分析资料表明，富钴锰结壳的含铂量与下伏基岩的化学成分并没有直接关系。铂有可能来自海水。海水中的Mn、Pt分别以Mn^{2+}和$[PtCl_4]^{2-}$的形式存在，在溶解氧含量高的条件下，锰不与铂的络合物发生反应，只有在最低含氧层之下不深的氧含量低的地带，Mn^{2+}才可能和$[PtCl_4]^{2-}$反应，在氧化还原过程中使氧化锰和铂共同沉淀，形成富含铂的锰结壳：



$Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+} + 2e$ (氧化)



$Pt^{2+} + 2e \rightarrow Pt^{\circ}$ (还原)



$Mn_2 + PtCl_4^{-2} + 2H_2O \rightarrow Pt^{\circ} + MnO_2 + 4Cl + 4H$

(四) 富钴锰结壳资源量

一般认为，富钴锰结壳的化学成分、生长速率、厚度和区域性分布是受地质构造位置、基质岩石类型及其形成年代、水深、海水中的金属元素含量和底流控制的。Halbach(1986)强调地质、海洋学和地球化学因素对富钴锰结壳形成的综合影响。地质因素主要包括板块的水平运动、岛屿垂直沉降、海山地形和微地形；海洋学因素是指全球性气候演变引起表层生物生产力，最底含氧层带的深度、范围，南极底层水的活动时期、强度和范围，大洋深层流系以及溶跃面和碳酸盐补偿深度面的变化；地球化学因素是最低含氧层的锰通量，最低含氧以下锰的氧化速率，受碳酸盐溶解速率控制的铁通量，Co、Ni、Cu,Zn,Pt的通量，Co和Ni的表面化学富集作用，Mn、Pt的共沉淀以及基质岩石上的多次沉淀作用。

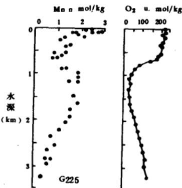


图9—8 中太平洋锰和氧的浓度与水深的关系(据Halbach,1986)

综合上述富钴锰结壳的形成条件，下列标志可以作为资源勘查的准则：

1. 赤道两侧纬度20°范围缺乏沉积层的区域；
2. 基底岩石年龄大于20 Ma(新、老结壳)或大于10 Ma(新结壳)；
3. 无环礁和珊瑚礁、海底火山构造体的800—2400 m水深区；
4. 无现代火山活动、海山斜坡稳定；
5. 海流活动区，发育浅而良好的最低含氧带；
6. 远离河口、风区，不受陆源碎屑供给影响。

由于资料所限，有关富钴锰结壳的资源量迄今尚未全面评估，只限于局部富集区的估计。根据Cronan等(1989)资料，仅莱恩一库克群岛区(170～155°W,5°N～20°S)，结壳分布区面积约7.5万km^2,估计资源量112×10^6 t,其中含Co 1465×10^3 t,Pt 97 t(表9-12)。Clark(1985)曾对美国太平洋专属经济区内结壳资源进行过调查，并估算出金属量：Co 39.03×10^6 t,Ni 20.41×10^6 t,Mn 1060.9×10^6 t和Pt 2291 t。Halbach(1987)认为，仅太平洋约翰斯顿岛西南的富钴锰结壳区蕴藏Co 111.2×10^3 t,Ni 77.8×10^3 t,Mn 3002.4×10^3和Pt 5.56 t。尽管上述资源量都是粗略估算的，但足以证明其经济开发潜力。

表9-12 莱恩一库克群岛区的富钴锰结壳资源

	莱恩群岛区	库克群岛区	合　计
面积(km^2)	30425.0	24680.5	55105.5
结壳资源($\times10^6$ t)	78.48	136.97	215.45
Mn($\times10^6$ t)	19.53	34.11	53.64
Co($\times10^3$ t)	533.9	931.4	1465.3
Ni	361.0	629.9	990.9
Cu	62.8	109.5	172.3
Pt(t)	35.4	61.7	97.1

第三节　海底热液矿床

海底热液矿床是由海底热液成矿作用形成的块状硫化物，重金属泥和金属沉积物，它富含Cu,Pb,Zn,Au,Ag,Mn,Fe等多种金属元素，常与扩张中心热液体系相伴生，产于水深1500—3000 m、高热流区的洋中脊，海底裂谷带、和弧后边缘海盆的构造带内。

自从60年代初首次在红海发现热液重金属泥以来，在短短的三十年间，美、德、法、英、加、日等国的海洋科学调查船和装备先进的《阿尔文》号、《西亚纳》号深水潜艇先后对世界大洋进行了广泛的调查，已经发现30多处海底热液矿区，块状硫化物和重金属泥的体积达39.32 Mm^3(图9-9)。海底热液矿床分布水深较浅，范围集中，品位富，尤其块状硫化物的Cu,Zn,Au,Ag含量特高，其中Cu的含量相当于锰结核中铜含量的十倍；矿石主要由金属硫化物和氧化矿物组成，便于选冶；加之矿床大多位于专属经济区范围以内，不受《联合国海洋法公约》约束，只要经济技术条件许可，便可投入商业性开采，因而已引起海洋地质学家和矿业界的极大兴趣。目前，红海重金属泥采矿试验已告完成，不久即将投产；美国已制订戈达海岭热液矿床的开发方案；德、法、英、日等国都把海

底热液矿床的调查研究作为主要内容列入海洋科研规划。

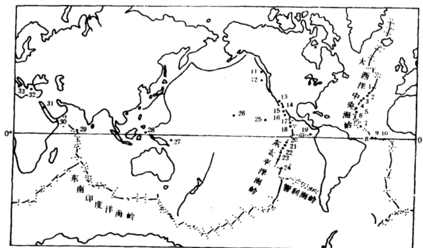


图9—9 海底热液矿床分布

一 成矿模式

海底热液一般沿增生板块边缘和构造带以热泉、间褐泉、喷气孔和渗透海底熔岩的形式活动。从海底喷出的热液和射气是海水在大洋地壳中对流循环的组成部分。海底热液矿床的金属组成直接来源于热液。当海水沿着活动洋中脊轴顶或构造、裂隙的密集带向地壳内部下渗时，其循环的深度有赖于岩石的渗透性和海底地热梯度。在不同构造部位，由于断裂发育和破碎程度的不同以及海脊扩张速度的差异，海水下渗的深度是很不相同的，浅的只有几百米，深者可达数公里。下渗的海水在接近岩浆房和热源的烘烤升温后又重新返回海底。在此循环过程中海水溶解岩石中的矿物组分或在流动中加入岩浆源分泌的流体和金属元素以高达400℃的高温热液从海底喷口或岩石裂隙中排出。循环的热海水和新鲜洋壳岩石之间发生的化学元素交换有赖于海水温度，洋壳岩石的矿物化学成分，海水化学和水岩石比。这种高温流体含有大量矿物质、溶解态金属离子、胶状或其他细粒矿物，在向上循环的过程中，由于物理化学条件改变，部分金属硫化物可在洋壳岩石裂隙中富集，但大部分以间竭喷泉或渗泉的形式被流体带出海底并与海水混合，形成硫化矿物和铁锰氧化矿物沉积，富集成海底热液矿床(图9—10)。

二 分类

海底热液成矿作用既可在海底形成块状金属硫化物矿床，也可富集成层状重金属泥矿床(红海型)或富含多种金属的层状铁—锰沉积物。Bonatti(1983)根据热液成矿作用过程和矿床的地质、化学、矿物特征把海底热液矿床划分为热液排出前形成的矿床，热液排出时形成的矿床、热液排出后形成的矿床和沉积层内的热液矿床四类(图9—11,表9—13)。

表9—13 海底热液矿床分类简表

热液排出后矿床	富集型	金属氧化物或金属氢氧化物
		金属硅酸盐
		层状金属硫化物(红海型)
	分散型	金属氧化物或金属氢氧化物
		金属硅酸盐
热液排出时矿床	块状金属硫化物(黑烟囱型)	
	金属氧化物或金属氢氧化物	
	金属硅酸盐	
热液排出前矿床	网脉—浸染状金属硫化物	
	块状金属硫化物	
	浸染状金属氧化物	
沉积层内热液矿床	金属硫化物	
	金属硅酸盐	
	金属氧化物或金属氢氧化物	

(一)热液排出前形成的矿床

热液排出海底以前，金属元素可以在增生的玄武岩洋壳中沉淀形成浸染状和网脉状金属硫化物、硅酸盐和碳酸盐矿物。深海钻探岩芯中见到的铜—铁硫化物细脉证明热液从海底回流时，可在玄武岩中成矿。在快速扩张海脊下不深的部位(～2 km)存在浅岩浆房，当下渗的海水接近岩浆房时水温升高到400℃以上，并从岩浆房顶部的岩石中吸取H_2S,Si和Cu,Zn,Pb,Fe,Au,Ag等元素。在热液返回海底的回流循环中，由于通道岩壁的吸热作用导致热液的温度下降，或者因通道迂回，流速减低等因素，硫化物可发生沉淀，形成网脉状和浸染状黄铁矿、黄铜矿和闪锌矿等富集于洋壳岩石中，也可由于热液沸腾作用和升华作用在洋壳的上部沉积块状金属硫化矿石。如果在更浅的部位，

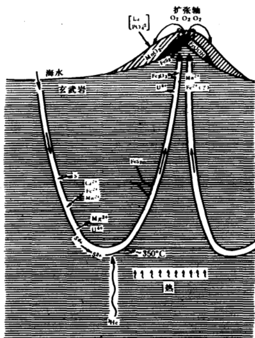


图9—10 扩张轴带的海底热液成矿模式(据Bonatti,1985)

热液还可能与较冷的下渗海水相混合，形成富含铁、锰氧化物和氢氧化物矿物的沉积。此类矿床目前尚无经济价值，只有成因意义。

（二）热液排出时形成的矿床

海底热液通过热泉、间竭泉或喷气孔从海底排出时，与海水混合，温度迅速下降。由于氧化一还原环境和溶液PH值发生改变，使矿液中的金属硫化物和铁锰氧化物沉淀，形成块状硫化物矿床(黑烟囱型)。东太平洋海隆热液喷口区形成的金属硫化物矿床就属于这一类型。从下伏增生洋壳玄武岩中淋滤出多种金属的酸性高温热液与冷的海水相遇，导致了磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、纤维锌矿和闪锌矿的快速沉淀，形成块状硫化矿物的富集。同位素研究表明，硫化物的硫部分来自岩浆，部分来自海水$(SO_4)^{-2}$的还原硫。高温热液从喷口喷出时由于硫化物或非金属矿物微粒的快速晶出，形成黑、白色的雾状体，即所谓的“黑烟”和“白烟”。热液喷口经常有烟囱和堆丘群分布，主要矿物组合为黄铜矿($CuFeS_2$)、斑铜矿(Cu_5FeS_4)、黄铁矿(FeS_2)、闪锌矿(ZnS)、纤维锌矿((Zn, Fe)S)及少量重晶石、硬石膏($CaSO_4$)、滑石和蒙脱石等。在远距喷口的氧化环境，则铁、锰可呈铁—锰氢氧化物或铁硅酸盐的形式形成针铁矿、钙锰矿、水钠锰矿和δMnO_2和铁蒙皂石、滑石等。

图9—11 海底热液矿床的不同类型(据Bonatti, 1983)

（三）热液排出后形成的矿床

当热液喷涌出海底后，热液中的溶解金属元素即和海水混合稀释，由于元素的溶解度，浓度和在海水中的滞留时间不同而发生“稀释”、“富集”。滞留时间相对短的金属在喷口附近形成富集型层状硫化物矿床(红海型)、滞留时间较长的金属则在喷口远处

的氧化地带形成铁锰氧化物和氢氧化物或金属硅酸盐沉积。红海重金属泥矿床是该类型的典型例子。热卤海水沿红海裂谷轴带的地形低洼处逸出海底，在还原条件下沉淀闪锌矿、黄铁矿和黄铜矿等硫化物矿物，含矿层平均含Zn 12.2%，CuO 4.5%，并与富铁、锰氧化物、铁硅酸盐、陆源碎屑层呈互层产出。

(四)沉积层内的热液矿床

一般来说，海底扩张轴带是缺乏沉积层的。热液在海底下循环上升，直接从洋壳玄武岩进入海水。但是在靠近陆地，陆源沉积速率较高的洋壳增生轴带，扩张轴区可以被沉积物掩埋，一旦热液从洋壳岩石中排出，则直接进入沉积物层的内部，金属硫化物可在沉积物柱内富集形成硫化物矿床。加利福尼亚湾的重晶石—金属硫化物矿床可能属这种类型。如果沉积物柱处于氧化环境则形成铁锰氧化物和氢氧化物以及金属硅酸盐沉积。沉积物层内的热液成矿受沉积层内的物理化学条件和沉积物与热液流体的相互作用影响。

三、硫化物矿床的类型

有关海底硫化物矿床的资料还很有限，这里仅介绍目前公认具有经济价值的两种类型。一种是重金属泥矿床(红海型)，另一种是块状金属硫化物(洋中脊型)。至于热液活动区的含金属沉积物(铁—锰氧化物)虽然分布广泛，但只有成因研究意义。

(一)红海热液重金属泥

红海地堑位于非洲板块和阿拉伯板块的交界区，现已在中央裂谷带发现18个海渊(图9—12)。它们多数含有热液成因的高浓度热卤水和重金属泥，其中阿特兰蒂斯Ⅱ 海渊最具经济价值，并进行过广泛的科学研究。

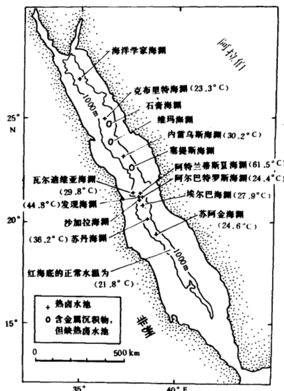


图9—12 红海的热卤水和重金属泥分布位置

阿特兰蒂斯Ⅱ 海渊水深2000—2200 m，面积56 km²，沉积物之上覆有两层热卤水。下层水温50～60℃，盐度25.7%；上层水温44—60℃，盐度13.5%。杂色含金属沉积物厚5～30 m，其中顶部沉积物由微层状(1 mm—2 cm)硫化物相、铁锰氧化物相和铁蒙皂石相的泥层组成。硫化物相富含Fe，Mn，Zn，Cu，Ni，Co，

Cd,Pb,Hg,Au,Ag,Mo,V,Ba,Sr等元素，其中Zn和Cu含量高达11.4%和2.22%(Mckelvey,1986)，以硫化物相最富(图9—13)。主要金属硫化物有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿，与滑石，镁蒙皂石、石膏、硬石膏，褐铁矿、针铁矿、水锰矿、菱锰矿和非晶质二氧化硅共生。

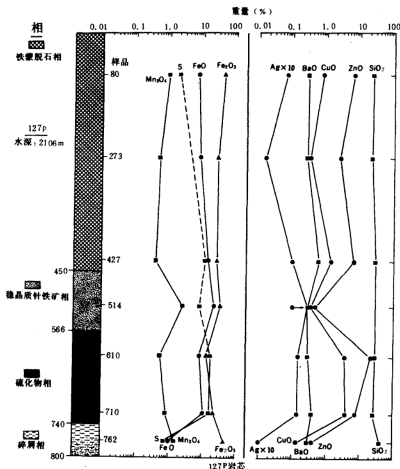


图9—13 红海阿特兰蒂斯II 海渊沉积相的金属含量变化(据Bischoff,1969)

Bischoff和Manhein(1969)估计顶层10 m沉积物平均含Fe 29%,Zn 3.4%,Cu 1.3%,Pb 0.1%,Ag 54×10^6和Au 0.05×10^{-6}.金属总储量为：Zn 2.9×10^6t,Cu 1.06×10^6t,Pb 0.8×10^6 t,Ag 4500t和Au45t(表9—14)。

表9－14 阿特兰蒂斯II 海渊的金属储量(顶部10M层)

$Zn(\times10^6t)$	$Cu(\times10^6 t)$	$Pb(\times10^6 t)$	Ag(t)	Au(t)	资料来源
2.9	1.06	0.8	4500	45	Bidchoff等，1969
3.0	0.8	—	—	—	Hackttand and Bischoff,1973
2.0	0.4	—	4000	80	Nawab,1984

重金属泥层在垂向和侧向上变化都很大，可进一步分为混合硫化物相、碎屑相，铁蒙皂石相，针铁矿相、水锰矿相，碳酸盐相和硫酸盐相、其分布为图9－14所示。

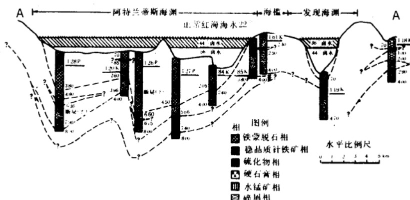


图9－14 阿特兰蒂斯II 海渊的沉积相分布(据Bischoff,1969)

红海重金属泥是海底热液沿缓慢扩张中心活动的产物。正常成分的海水在向地壳深部循环，通过石盐、石膏和页岩层时淋滤得大量金属元素成为高盐度的热卤水。当其在裂谷区接近现代玄武岩时卤水升温到200℃以上，并从玄武岩中溶得金属组分，由于温度的升高，密度变小，导致了卤水沿海底裂谷带上升，溢出海底，与冷海水相遇，先是发生黄铜矿、方铅矿、闪锌矿和黄铁矿等硫化矿物沉淀。随着卤水温度的逐渐下降和PH值的增高，介质条件由还原变为氧化，形成铁硅酸盐和铁、锰氢氧化物沉积(图9－15)。

(二)东太平洋海隆块状硫化物

自1987年《西亚纳》号深潜艇在东太平洋海隆北纬21°发现块状硫化物矿床以来，已在东太平洋海隆北纬49°、47°、21°、13°、11°、7°和南纬17°、18°、20°，胡安德富卡海脊，戈达海脊、勘探者海脊、加拉帕戈斯裂谷带以及索尔顿海和瓜伊马斯海盆发现20多处矿床(图9－16)。

块状硫化物矿体一般个体不大，呈小丘、烟囱和堆柱体状成群组成巨大的矿床，位于扩张速率中等到快速(约5 cm／a)的海脊部位，与活动热液喷口或古热液喷口伴生，从喷口涌出的热液含有大量的Fe,Mn,Cu,Pb,Zn,Au,Ag和稀土元素等，并在附近沉淀金属硫化物矿物。由于喷口的水温高达380－400℃,海底发育生长有大蛤、蠕虫、牡蛎和蟹类等大型底栖生物群。

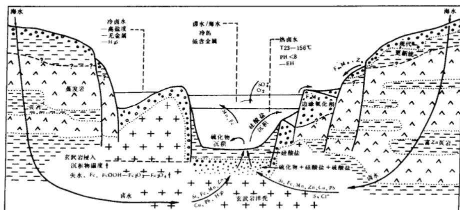


图9—15　阿特兰蒂斯II 海渊重金属泥的成矿过程(据Backer. 1973;Bignell,1978)

东太平洋海隆北纬21°热液活动区形成的块状金属硫化物矿床是一个典型的例子。在长约2 km、宽200～300 m的年轻大洋玄武岩构造带找到由几十个热液喷口组成的热泉群。由硫化矿物组成的堆丘直接堆在枕状玄武岩上，堆丘的基部由闪锌矿、纤锌矿、

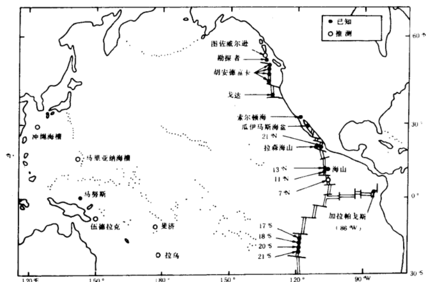


图9—16　太平洋块状硫化物矿床分布(据Scott,1985,1987)

黄铁矿、黄铜矿、白铁矿、非晶质二氧化硅、重晶石、针铁矿、方黄铜矿、黄钾铁矾和滑石组成，其上分布黑、白烟囱柱体(图9—17)。黑烟囱的内壁形成纤锌矿、黄铜矿、方黄铜矿和磁黄铁矿等高温矿物，外壁则变为铜兰、黄铁矿、闪锌矿、石膏等低温矿物。

黑烟囱不断逸出含磁黄铁矿、闪锌矿微粒的“黑烟”温度高达273 ℃。白烟囱主要为非晶质SiO_2成分，含有少量Fe、Zn硫化矿物。根据化学分析，Zn含量高达32.3%，并富集Cu，Pb，Ag，Au等元素(表9－15)。碱金属和碱土金属元素的地球化学研究表明，热液可以从玄武岩中淋滤出多种金属元素。向下渗入新生玄武岩的海水被加热、升温到350℃并从玄武岩中溶滤有用组分成为酸性的含矿溶液。这种矿液呈热泉形式溢出海底时，即发生硫化物矿物的快速沉淀，形成块状金属硫化物矿床。

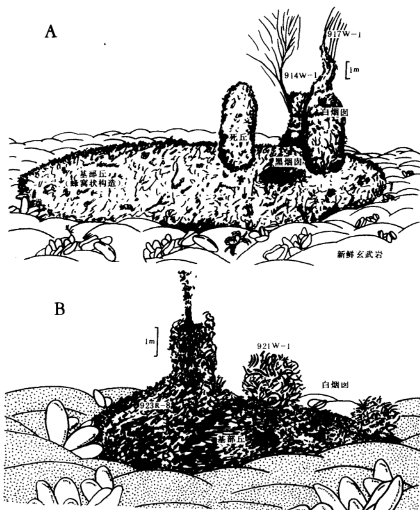


图9－17 热液喷口示意图(据Bonatti，1986)

表9—15 海底热液块状硫化物矿床的平均化学成分(据Scott,)

含量	东太平洋海隆 21°N (3个样)	东太平洋海隆 13°N (6个样)	勘探者 海脊 (8个样)	海底山 轴部 (14个样)	瓜伊马斯 海盆 (14个样)	阿特兰蒂斯 II 海渊
(重量)%						
Zn	32.3	9.3	9.0	22.2	1.0	2.07
Cu	0.8	7.7	8.1	0.4	0.2	0.45
Pb	0.3	<0.01	0.1	0.4	0.4	—
Fe	19.2	28.8	10.8	5.6	5.9	—
SiO2	7.8	9.1	19.2	28.1	28.4	—
B	0.2	<0.1	7.9	9.6	14.9	—
Ca	1.3	3.1	0.2	0.2	6.7	—
($\times10^{-6}$)						
Ag	156	48	112	189	69	38.5
Au	0.2	—	0.8	4.9	0.2	0.5

加拉帕戈斯热液区沿30 km长的海脊中轴带的裂谷壁分布(图9—18)，形成许多硫化物烟囱和堆柱群。其中最大的矿体高35 m,宽20—200 m,长1000 m。主要矿物成分有黄铁矿、黄铜矿，闪锌矿、隐晶质SiO_2和粘土。根据七个样品分析，平均含Cu 6.5%，Zn 1%,S 40%,Au 0.2×10^{-6},Ag 21×10^{-6}和Pa 0.05×10^{-6},Se、Co、Mo、Pb也有相当富集，并含Cd,Cr,Hg,Ni,Sn,V,U,W等金属元素。

东太平洋海隆北纬12°45′沿地堑轴20 km的热液区已作过详细勘查，富含Fe、Cu、Zn的块状硫化矿床与热液喷口伴生，据估计，在十年时间内堆积的烟囱、堆柱体约有200 Kt硫化矿物。在该矿区以东直径6 km的海山区广泛分布针铁矿、铜、铁硫化物和富钴黄铁矿，比相邻海脊的硫化物含量高十多倍。其中有的山顶覆盖硫化矿物的厚度约一米。分析资料表明，样品最高金属含量：Cu 31%,Zn 41%,Fe 45%,S 47%,并大量富集Pb、As,Ag,Se,Co,Ni,Cd和Sr等元素(引自Gross and Mcleod,1987)。

胡安德富卡海脊系是东太平洋海隆块状硫化物矿床的富集区。沿这条以6 cm/a速度扩张的海脊带，热液活动十分强烈，形成了大量金属硫化物矿石。在胡安德富卡海脊的南段形成狭窄的线状裂谷带，长约60 km,宽3 km,水深2260 m。在裂谷南部20 km范围内已发现6个热液喷口区。裂谷中轴的熔岩年龄不到200年。闪锌矿、黄铁矿、蛋白石、赤铁矿、重晶石的多孔状集合体在主喷口区周围沉积。喷口喷出的含悬浮胶体微粒的热液雾状体遍及整个南胡安德富卡海脊。在胡安法富卡海脊中段的中部区，一座巨大破火山壁的根部形成了热液活动区。10 m高的烟囱逸出黑、白色雾状体，热泉水温30～293℃。烟囱由硫化物和硫酸盐矿物组成，主要有重晶石、隐晶质SO_2、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、硬石膏、白铁矿、黄铜矿和黝铜矿。样品最高含量：Zn 28%,Cu 0.3%Ag 342×10^{-6},

Au $5-6\times10^{-6}$,Ba、Cd、Mo等元素也有所富集。

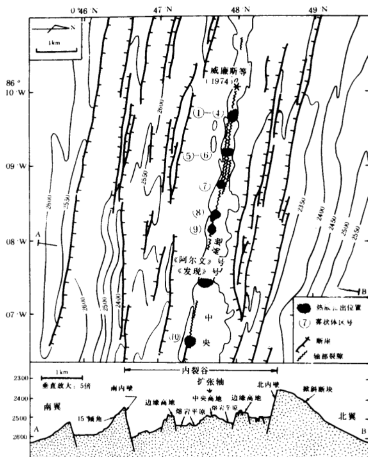


图9—18　加拉帕戈斯裂谷的海底热液活动区

胡安德富卡海脊的北段也已发现异常地热梯度和热液喷发的证据(图9—19)。那里的裂谷带分布席状熔岩流。在轴带北侧拖获富铁蒙皂石粘土和氧化锰沉积，其Fe,Mn含量分别高达25%和11%，并高含Ba,Zn,Cu,Ni,Rb,Sr和REE元素。北纬47°56′的恩德沃海脊(Endeavour)的地堑区发育热泉温度350—400℃,有大量蠕虫和块状硫化物。七个直径几百米、高60 m的热液烟囱由黄铁矿、白铁矿、纤维锌矿、黄铁矿、方黄铜矿、方铅矿、闪锌矿，重晶石、玉髓、石膏、隐晶质二氧化硅组成，含Zn 4.6%,Cu 0.4%,Au $119-158\times10^{6}$,Ag 7.5×10^{-6}。据测定，硫化矿物的堆积速率高达1.2 cm／a,是热液喷出后快速沉淀形成的。沿北纬49°45′马吉克(Magic)海山长8 km的东裂谷区约有60个硫

化物堆丘，在转换断层带附近七个堆丘构成长200 m,宽100 m,高5—10 m的复合丘。该丘的底部富Cu—Fe块状硫化物、向上过度为富Zn硫化物、顶部是富Si和Ba的矿物，可能是死烟囱受侵蚀塌陷，堆成硫化物碎屑堆，再经过热液作用形成的。该区的帕里泽矿床(parizeau)，其基底是网脉矿化的枕状熔岩，下部富铜，上部富锌，顶部有红色、氧化的薄层沉积物。硫化物矿体含重晶石20%,闪锌矿和纤维锌矿20%,黄铜矿17%,黄铁矿和白铁矿20%。根据8个样品分析，平均含Zn 9%,Cu 8%,Ag 112×10^{-6},Au 0.6×10^{-6}。

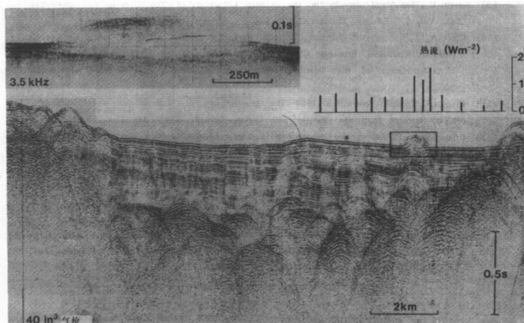


图9—19　胡安德富卡海脊热液丘构造的地震剖面

热液硫化物矿床除了东太平洋海隆和红海外，在西太平洋的边缘海盆和海槽区，如四国海盆、鲍尔海盆、拉乌海盆、北斐济海盆、马努斯海盆(Manus)、菲律宾海沟、琉球海沟和马里亚纳海槽均有广泛的热液活动和硫化物矿化。此外在印度洋的卡尔斯伯格(Carlsberg)海脊和维泰斯(Vitias)断裂带也发现硫化物矿脉。

主要参考文献

〔1〕 朱而勤，1987,大洋锰结核矿物学，山东大学出版社。

〔2〕 许东禹，1986,中太平洋海山区富钴锰结壳的研究，海洋地质与第四纪地质，第6卷，第1期，65—73页。

〔3〕 林振宏，1981,海底矿产资源，海洋资源，商务印书馆。

〔4〕 哈尔巴赫，讲学汇编，1987,海底矿产研究增刊第1期，海洋地质研究所。

〔5〕 Baturin,G.N.,1982,Phosphorites on the sea floor, Elsevier Scientific Publishing Company.
〔6〕 Baturine,G.N.,1988,The geochemistry of manganese and manganese nodules in the ocean. D. Reidel Publishing Company.
〔7〕 Bischoff,J.L.and Manheim,F,T.,1969,Economic Potential of the Red Sea heavy metal deposits. In *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. New York. P535—541.
〔8〕 Bonatti,E.,1983. Hydrothermal metal deposits from the oceanic rifts:A classification. In Hydrothermal processes of seafloor spreading centers,Ed. by Rona,P.A.,New York.
〔9〕 Bonatti,E.,1986,Metal deposits in the oceanic Lithosphere. In The Oceanic Lithosphere. The Sea Vol 7. Ed by Emiliam,C. 639—686.
〔10〕 Clark,A.L.,Humphrey,P.,Johnson,C,J.,and Park,D.K.,1985. Cobalt—rich manganese crusts potential Exclusive Economic Zone;U.S. Trust and offiliated territories in thd Pacific U.S. Depertment of the Interior Minerals Management. Service,OCS study MMS 85—0006.
〔11〕 Cronan,D.S and Tooms,J.S.,1969 The geochemistry of Mn—nodules and associatde pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans. Deep Sea Res.,16,335—359.
〔12〕 Cronan,D.S.,1977,Deep Sea mangeanese nodules; Distribution and geochemistry. In Marine Manganese deposits, ed, Glasby,G.p,Elsevier,Amsterdam,p.11—14.
〔13〕 Cronan,D.S,1980,Underwater Minerals. Academic Press, London.
〔14〕 Cronan,D.S.,1984. Criteria for the recognition of the areas of potentially economic manganese nodules and encrustations in thd CCOP/SOPAC region of the Central and Southwestern Pacific S. Pac. Mar. Geol. Notes,3,p.1—17.
〔15〕 Cronan,D.S.,1987,Controls on the nature and distribution of manganese nodules in the western Equatorial Pacific Ocean. In marine Minerals. Teleki,P.dtal,D.Reidel, Dordrecht,p166—188.
〔16〕 Cronan,D.S.,Hodkinson,R.A.,Miller,S.and Lin Zhenhong,1991,Part Ⅰ: An Evaluation of Manganesc Nodules and Cobalt—Rich Crusts in South Pacific Economic Zones——Nodules and Crusts in and Adjacent to the EEZ of the Cook Islands(the Aitutaki—Jarvis Transect). Marine Mining, Vol.10, NO.1, P.1—28.
〔17〕 Davis,E.E.et al.1987. Massive Sulfides in a Sedimented rift valley,northern Juan de Fuca Ridge. Earth and planetary Science Letters,82,49—61.
〔18〕 Degens,E.T.,and Ross,D.A.,1969. Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer—Verlag New York Inc.
〔19〕 Frank,D.et al.,1976. Ferromanganese deposits of the Hawaiian archipelago,Hawaii Instit. Geophys.,14,1—69.
〔20〕 Glasby,G.P.1977. Marine manganese Deposits;Elsevier Oceanography Series,15,Elseriver, Amsterdam.
〔21〕 Gross,G.A and Mcleod,C,R.1987,Metallic minerals on the deep seabed. Geological Survey of Canada,paper 86—21.
〔22〕 Halbach,P.,Giovanoli,R,and Borstel,D.1982,Geochemical processes controlling thd relationship between Co,Mn and Fe in early diagenetic deep—sea nodules,Earth and Planet. Sci, Lett.,60,226—236.

〔23〕 Halbach,P.,1985,Cobalt—rich and platinum—bearing manganese crusts—nature, occurrence, and formation,workshop on Marine Minerals Resources of the Pacific. East—West Center, Honolulu,Hawai.

〔24〕 Hein,J.R.,Manheim,F.T. and Schwah,W.C.,1986,Cobalt—rich Ferromanganes. 18th Annual offshore Technology Conference(OCT) paper,no. OCT 5234.

〔25〕 Hein J.R.,Schwah,W.C. and Davis,A.S., 1988,Cobalt—and platinum—rich ferromanganese Cursts and associated rocks from Marshall Islands. Mar. Geol. 78,p. 255—283.

〔26〕 Lin,Zhenhong, Cronan. D.S. and Hodkinson,R.A., 1989, Variations in manganese nodule abundance in the Southern Line Islands and Northern Cook Islands region and their determining factors. Jour. Ocean Uni. of Qingdao. V01. 19,NO. 1,p38—76.

〔27〕 Lin,Zhenhong; Li,Xuclun, Cronan,D.S.,and Hodkinson,R.A. 1991. Compositional variation in manganese nodules collected from the North Penrhyn Basin, Pacific. Chinese Journal of Oceanology and Limnology. NO. 4. P. 348—357.

〔28〕 Manheim,F.T. 1986,Marine Cobalt resources. Science,232,p.

(29) Mckelvey, V.E.,1986,Subsea Mineral Resources.

〔30〕 Menard,H.W,1964. Marine Geology of the Pacific. McGraw—Hill,Inc.

〔31〕 Mero,J.L. 1965. The Mineral Resources of the Sea; Elsevier,Amsterdam.

〔32〕 Scott,S.D. 1985. Seafloor polymetallic sulphide deposits;Modern and ancient,Marine Mining, V.5,no,2,p. 191—212.

〔33〕 Scott,S.D. 1987 Seaflcor polymetallic sulfides; Scientific suriosities or mines of the futuer? In Marine. Minerals ed by Teleki,P.G. et al. Deidel, publishing Company. p277—300.

〔34〕 Teleki,P.G. Dcbson,M.R.,Moore,J.R. and Stackelberg,u. Von.,Marine Minerals. NATO ASL Series. D. Reidel publishing Compay.

(林振宏)

第十章　海洋工程地质环境

海洋工程地质是研究海洋开发和海洋工程建设有关的工程地质环境的科学；其主要任务是研究评价海洋环境中的工程地质特征，予测海洋工程的地基稳定性及其变化规律，为保证海洋工程的合理规划、设计、施工和安全使用提供必要的科学依据。

自50年代以来，由于海洋资源的开发和军事上的需要，人类工程活动逐步深入到海洋环境中，如修筑大量的港口，辅设海底电缆和输油管线，海上钻井平台的建立，这些在海洋环境中的建设工程，要求可靠的环境资料来保证它们的安全和稳定。因此，海洋环境灾害的认识和研究日益显得重要。同时大多数海洋环境灾害具有潜在性和随机性。据大陆架海洋环境灾害研究证实，外大陆架潜在的灾害十分多变，甚至在同一区域，不同类型灾害之间交织着复杂的相互影响。

近年来，随着海洋资源开发，海洋环境调查的进行，促进了本学科的迅速发展。海底不稳定性等地质灾害，逐渐被人们所认识。特别是海底块体移动现象，引起了海洋科学家的普遍重视。因为海底沉积物的滑移能给海洋工程造成重大的灾害。目前，人们对海底沉积物稳定性的分布特征、变化过程和触发机制进行积极的研究，力图朝定量评价发展，以提高对海底不稳定现象的认识，避免和减少海洋工程灾害事故的发生。

第一节　概况

一　研究内容

海洋工程地质环境的研究内容，综合起来就是海洋沉积物本身的工程特性和海洋环境中的地质灾害现象。

海洋沉积物的工程特性的研究方法和陆地工程地质研究相似，包括沉积物的物理性质和力学性质；但必须充分了解海洋环境下的沉积物的特殊性质，以及在海洋环境作用下，沉积物应力—应变性状的变化。

海洋环境中的地质灾害，有各种不同的类型，要认识它们，并研究它们的发生、分布、演变，分析其影响因素；如海洋水动力，地质构造运动，沉积物本身的沉积分布和特性；着重研究广泛存在于海底的块体移动的不稳定性和其触发机制。

二　研究方法

1. 多学科的综合分析方法

海洋工程地质环境的研究，不只是能认识海底灾害现象，更重要的是通过详细地调查研究，掌握预测海洋地质灾害的能力，这就需要进行综合环境分析。海底块体运动的触发机制不是单一的，而是由波浪周期荷载产生波对海底的压力作用、由地震产生水平加速度振荡作用及由沉积物中气体使压力的增大等因素任意组合的结果。它们涉及了海

洋水动力学、地震工程学、海洋地质学、海洋沉积学等多学科的基础理论。

2. 新技术的应用

传统的钻探取样式的工程地质调查方法，已逐渐被物理勘探手段所替代。原位测试技术的改进，减少了样品扰动的影响。经最新研究成果证实，声速和剪切强度、压缩性及容重有关，地震波和电阻率与沉积物的孔隙度有关，也就是说，将来有可能利用地震法，电法，水声法来判断沉积物的岩性和物理力学性质。

第二节　海底沉积物的工程特性

海底沉积物的工程特性是海洋工程地质的主要研究内容。它对海洋环境中的构筑物的稳定和变形有直接的影响。因目前的研究程度所限，这里所讨论的主要是海底表层沉积物的工程物理力学性质。

一　自然环境

陆源碎屑沉积物从陆地环境进入海洋环境在其沉积搬运过程中，因环境差异和组份的变化，直接影响到海洋沉积物的物理力学性质。海洋沉积物及其所在环境大体有以下特点：

1. 海洋沉积物中含有大量的生物残骸和其它有机碎屑物质；
2. 海洋沉积物的孔隙内充满含盐水，为饱和水的沉积物；
3. 通常沉积速率很低，特别在深海环境中；
4. 高压低温的海洋环境，直接影响到沉积物的微结构；
5. 波浪、潮汐、海流的周期性荷载能导致海洋沉积物的形变和海底不稳定现象的发生。

二　天然固结状态

沉积物的天然固结状态按超压密比OCR值的不同可分为三类：

超压密比$OCR=P_c/P_o \quad P_c=\gamma z$

P_c沉积物的前期固结压力。

P_o上复沉积物的自重压力。

γ上复沉积物的容重。

z上复沉积物的深度。

当$OCR=1$为正常固结状态。

当$OCR>1$为超固结状态。

当$OCR<1$为欠固结状态。

天然土的固结状态，在工程地质评价中，是很有实际意义的。不同固结状态的天然土，受到相同大小的荷重，其压缩变形量是完全不同的。其中，超固结土最小而欠固结土的压缩变形量最大。所以，海洋沉积物的天然固结状态是确定沉积物物理力学特性的重要指标。

1. 正常固结状态说明在沉积过程中，沉积速率慢，足以使沉积物充分固结排水，达

到稳定状态。此类状态通常在深海平原环境中。

2.超固结状态　在陆架和大陆坡的沉积物，在沉积过程中或沉积以后，曾受到比现在的自重压力更重的自重压力作用，其结果是土的密度大于正常固结土。

超固结状态土的形成原因很多：

①可能是浅水环境中海洋侵蚀作用和冰川作用，引起的卸荷状态。也可能是流、浪加载作用的结果；

②胶结作用　因胶结原因使土颗粒化学键结合力得到增强。如碳酸盐、硅酸盐和铁的化合物在颗粒接触点的胶结。

③触变作用　在触变过程中，沉积物成分保持不变的条件下，抗剪强度随时间的增加而增强。

3.欠固结状态　此状态沉积物分布在浅海水下三角洲。通常沉积物中存在着过量的超孔隙压力。欠固结土形成的原因如下：

①沉积物的快速沉积作用，因沉积历史短在现有自重压力下，尚未完全固结稳定，孔隙水压力大于复盖层压力，土体极易破裂。

②海底沉积物中的气体，有机物分解和化学作用所产生，能增加土体内的孔隙压力，降低沉积物强度。

三　工程地质特性

海洋沉积物的工程地质性质研究方法和评价与陆地沉积物相似。由于海洋沉积环境中，因物理变化和化学胶结作用以及后来的生物改造作用的结果，使海洋沉积物和陆地沉积物的工程地质特性有很大的差异。通常认为松软的海底沉积物具有高含水量、高孔隙比、高压缩性和低强度的特点。同时，在海洋动力作用下，极易发生触变和液化现象。

1.沉积物的组成和分布

海洋沉积物是指各种矿物和有机物质的未固结的结合体，其中包括沉积物中的孔隙水。颗粒组成可分为：

陆源碎屑：如粘土、粉砂、砂、砾石颗粒；

生物颗粒：海底生物残骸，如贝壳、牙、骨骼、藻类；

化学成因颗粒：如锰结核等。

自浅水到深水，沉积物的颗粒粒度由粗到细。近岸沉积物主要由陆源物质组成。半深海沉积物，其组成由陆源物质为主，但粒度明显小于浅海；生物碎屑和化学沉积物明显增多。深海沉积物，其颗粒以粘粒为主，如深海粘土、红粘土和含有大量生物体的钙质、硅质软泥。

海底沉积物的垂直分布也不均匀，某些海区因强海流的冲触作用，没有沉积物复盖层，基岩直接裸露。而大陆架的某些地区，沉积物厚度可达几公里。

2.沉积物的物理力学特性

①比重

海洋沉积物的比重决定于组分中矿物成分。深海环境中因生物颗粒的影响比重明显减小。

表10—1　不同类型沉积物的比重

沉　积　物　类　型	比重(g/cm³)
陆源沉积物	2.67
深海红粘土	2.70
钙质软泥	2.71
硅藻质软泥(白令海鄂霍次克海)	2.45

表10—2　不同海区环境沉积物的含水量

区　域	类　型	平均含水量(%)
胶州湾	淤泥	44.7—79.5
	亚粘土	23.6—33.5
	亚砂土	22.5—28.04
渤海湾		
孔深5—8米	淤泥质粘土	60—70
8—13米	亚粘土	25—50
13—21米	粘土	20—30
东海近岸表层	粉砂质粘土	40—70
陆架济洲岛附近	粉砂质粘土	36—77
南海近岸表层	粘土	50
北太平洋深海	红粘土	126
北太平洋	硅质软泥(放射虫)	341
	碳酸盐软泥	120
	浊积粘土	104
	泥	86
	粉砂	47
	砂	20
北大西洋深海	红粘土	114
	碳酸盐软泥	87
	浊积粘土	88
	泥	72
	粉砂	43
	砂	25

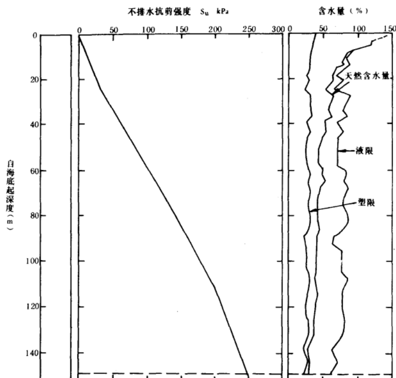


图10—1 墨西哥湾海底沉积物(Quiros et al,1983)

②含水量

细颗粒的海洋沉积物具有高含水性的特点。其天然稠度呈软塑和流塑状态(表10—2)。

同时，海洋沉积物的含水量按自然环境的不同和成分的差异有明显的变化。如大西洋红粘土含水量为114，而北太平洋的红粘土含水量为126，生物含量多的硅质软泥可达341。同时，随深度的变大有变小的趋势，如渤海湾的沉积物从表层到21米处，含水量可由60—70降低到20—30。

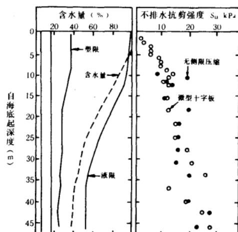


图10—2 婆罗洲第四纪水下三角洲沉积物(Gemenhardt& Wong,1978)

③抗剪强度

海洋沉积物的剪切强度值普遍偏低。

渤海表层粘土质粉砂 *Su*为1－5 kpa。

东海表层粘土质粉砂 *Su*为1.4－11.6 kpa。

婆罗洲第四纪三角洲沉积物表层粘土*Su*几乎为0值。在深达45 m时Su为25－30 kpa(图10－2)。

墨西哥湾浅海层粘土，*Su*值很小，但当孔深为140 m时*Su*右达250 kpa以上(图10－1)。

由此可见，不排水抗剪强度Su值随深度的变大而增大。这是由于上复土层有效应力的增加和含水量减少的必然结果。

3.在周期荷载下土的力学性质

海洋沉积物在周期荷载——如风、波浪、潮汐等动力作用下，对土的力学性质影响很大。在不排水条件下，孔隙水压力增大，强度下降有时能降低为0。这是海洋土在动荷载下表现出的反应。当然，地震的影响也可以产生相似的效果。其变化特征有如下几类：

液化性 细颗粒砂质沉积物在外力作用下，孔隙水压力增高，相应地减少了土粒中的有效应力；当有效应力趋近于零时，全部载荷由孔隙水压力承担，土粒则悬浮于水中。土体液化处于流动状态。

触变性 海洋环境中，粘土颗粒接触面的胶结对沉积物的性质影响很大。正常情况下，粒质间因胶结的效果有一定的结构联结，在受到外力扰动时，破坏了这种连结，强度骤然降低，土体成软塑和流动状态。若外力撤除，土体处于静置状态后，由于土粒间的凝聚作用，又使沉积物的强度随时间的延长而恢复。此触变过程可以多次重复发生。但在整个过程中，没有成分的改变。

蠕变性 粘土质海洋沉积物，在固定不变的或连续变化的没有超过极限临界值的应力作用下，随时间的增长而发生缓慢的长期的变形。当沉积物的变形和强度降到一定的程度能导致土体的破坏。

第三节 海底不稳定性

一 表征

随着海洋油气资源的开发，人们发现海上钻井平台的失稳、海底油气管线和电缆的断裂都与海底不稳定现象有关。高分辩率物理勘探技术的发展，使得海洋地质学家有可能认识各类海底不稳定现象。进而研究海底不稳定现象的发育过程和触发机制。过去20年中，陆架、陆坡及浅海地区的海上调查证实，海底松散沉积物，广泛存在着滑移现象。从资料看，近岸滑坡范围只有几百米，而在深水中大规模的滑移可达几百公里。据墨西哥湾的水下地震反射记录资料显示，某些地区海底沉积物经历着连续或间断的滑移。推测其原因，可能是重力作用、挤压作用、沉积物固结状态的差异、波浪对海底压力的异常和其它构造地质原因造成。海底不稳定现象是海工建筑物中潜在的危害。在风暴期间，波浪压力作用于海底，可以触发海底不稳定现象的发生。如1968年在墨西哥地区Camille台风可影响到水下45 m深的海底。尽管此海底斜坡非常平坦(小于0.5%)，但风暴期间，

海底沉积物的滑移体毁坏了二座钻井平台。第三座钻井平台顺坡向滑移了一米。很明显，平台的设计足以抵御风暴浪的破坏力，二座钻井平台的毁坏是海底斜坡沉积物滑移的直接后果。

据已有资料分析得出，海底滑移有以下特点：

1. 海底滑移可以在很平坦的斜坡上，坡度可小于1度；

2. 海底滑移在空间和距离形式上类似于陆地滑坡；

3. 大部分滑移基本上发生在松软沉积物中，其类型多为粉砂和细砂。

二 影响因素

海洋资源的开发使海底不稳定的研究取得了很大的进展。通过大量海底不稳定性资料的分析，可以确认各类不稳定现象；同时通过水文动力学和海底沉积物之间相互关系的研究，初步确定导致海底不稳定性现象发生的地质影响因素和机理。

1. 沉积物堆积环境和速率

海底沉积物的堆积环境和速率对海底的稳定性有重要的影响。有的海域沉积速率每年几毫米，而在靠近河口和海沟头部，其堆积速率每年超过1 m。快速沉积急剧地改变沉积物的厚度、海底坡度和沉积物分布的位置。这对于确定沉积物强度及其受损的程度有非常重要的影响。在快速沉积区，沉积物含水量极高，处于松散和未固结状态。即使在很小应力作用下，也能产生孔隙水压力的升高，导致沉积物破裂，在低沉积速率区，孔隙水能在沉积过程中消散，而使土处于正常固结状态。

2. 粒度和成分

粒度和成分的差异，产生不同的应力效应。大量致密的砂质碎屑沉积，不仅能导致下伏较软的粉砂和粘土承受差异负载，而且可提供下伏沉积物产生各种断裂的触发应力的初始机别。细粒沉积物含有丰富的有机质成分，对沉积物的早期成岩作用和胶结作用影响极大。而快速沉积作用减少了有机质的分解，成岩作用可产生各种不同沉积气体，所有这些特征大大地影响着沉积物的初始强度，并随着埋藏时间和深度的增加改变着沉积物的强度。

3. 海洋和河流作用

在河流三角洲地区，河口的水动力过程，控制着外流型式，并基本上决定着沉积物散布和堆积的型式。在地质历史时期里，沉积物的最大沉积位置不断变化。沉积物因此而受到不同应力组的影响。水体内的流，受风、潮汐、密度和半永久性海流的驱动，在空间上和时间上对整个大陆架和上陆坡的海底沉积物诱发各种应力。如在热带风暴影响下，表面波在海底上产生底压梯度，沉积物内的孔隙水和气体的压力，必定相应增加。这一周期性负载，对影响海底沉积物的稳定性起着重要的作用。

4. 地质构造

地壳运动造成了大陆架、大陆坡、陆隆、海山、深海平原等不同的海底地貌形态；而后期的侵蚀和堆积作用，不断使海底地貌发生形变。因此，地壳运动是海底不稳定性的基本原因。具体可分为以下几点：

①陆架上的构造格局控制着陆架的堆积作用。

②深层的断裂切割现代沉积物表层，造成悬崖和陡坡。

③海底陆架和大陆坡上底辟侵入(盐丘和泥丘)极大影响了地形凹陷和隆起。

④第四纪海平面的变化，使大陆巨量沉积物直接侵入大陆坡，使原来稳定的海底沉积物受到了影响，发生滑坡和浊流等不稳定现象。

⑤在断裂构造过程中，以及伴随断裂产生的地震作用，可导致沉积物液化发生滑移。

5. 重力机制

重力是引起海底滑坡的最基本因素。在重力作用下，沉积物顺坡向下运移，直到完全稳定为止。

设海底斜坡不稳定性为无限坡度上的浅层平面滑坡，可以得出：

$$F=\frac{c+(\gamma z\cos^2\beta-u)\operatorname{tg}\phi}{\gamma z\cos\beta\sin\beta}$$

F、稳定系数

c=沉积物的内聚力

ϕ、沉积物的内摩擦力

γ、沉积物的容重

z、滑动面以上土体的铅直厚度

β、滑动面或坡面的坡度角

u、孔隙水压力

6. 波浪机制

波对海底产生的压力，决定于海底沉积物的性质、平均水深、波高、波长和持续时间。假定海底为刚性线性波理论。海底压力震幅n为：

$$n=r_w h\left(2\cosh\frac{2\pi d}{\lambda}\right)$$

h:波高

λ:波长

d:水深

γw:单位水体重

波浪(包括重力波、内波)能引起所有陆架水深条件下沉积物所受到的压力异常，是海底沉积物侵蚀和堆积的重要机制。

据资料证实，墨西哥湾风暴浪期间在水深60 m处波对海底压力可达70 kNm^{-2}。

三　主要类型

据海底不稳定性研究分析，表明海底存在着各种类型的不稳定地质现象。其主要的类型有下列几种：

1. 砂波。砂波的形态揭示了海底沉积物的现代搬运作用。据资料证实，在大潮期间，海底发生强烈的表层砂推移运动。大砂波区，波高可达20 m，波长大于100 m。

2. 浅层气。在海底地层中常见有气体的分布，浅层气是由于有机物腐烂而生成。当钻探遇到含气层时，可能发生气体喷出，发生火灾和钻机陷落等灾害事故。近地表的浅层气自然释放可生成海底塌陷凹坑和小型泥丘的隆起。浅层气可以增加沉积物中孔隙水

压力的升高，降低土体的剪切强度。

3. 埋藏河道普遍分布在现代海面水深150 m的范围以内。埋藏河道中充填物的土工特性和附近的非河道沉积物有很大的差异。通常为松散软塑的土质组成。

4. 断裂作用和地震活动(图10－3)。活动断裂可以造成表层沉积物的位移，地震作用所产生的水平加速度能导致海底沉积物的液化及斜坡不稳定现象发生。随地震发生的海啸，对海岸有巨大的破坏作用。局部海域的火山爆发也能引起海啸及其它形式的地质灾害。

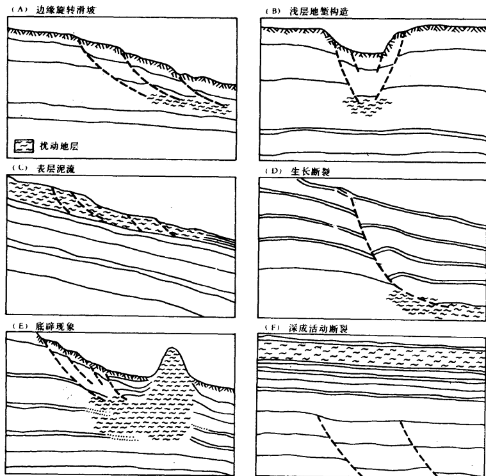


图10－3 海底不稳定性类型(Watkins& Kraft,1976)

5. 块体移动。在海底发现有滑坡、崩塌、泥流和其它类型的滑塌。在大规模的滑塌中，影响面积可达几十到几百平方公里，厚度超过150 m。在大陆坡和三角洲外地区，

块体移动是最主要的海底不稳定性问题。现将主要的滑坡类型和分布叙述如下：

边缘旋转滑坡(图10—3A)。发生在浅海、河口坡度0.2到0.6度平缓的斜坡上。往往有明显曲折的陡崖痕迹，表面形态为阶梯状，呈波状起伏向海一边滑移的海底地形。上坡向发育有拉伸张裂缝，滑块沿弯曲上凹的剪切面，向上坡方向旋转滑动，形成明显的反向斜坡。滑块部分塌陷，沉积物层理结构破坏发生塑性变形，其影响深度很少超过35 m.沉积物块速沉积是造成此类不稳定构造的主要原因。

浅层地堑构造(图10—3B)。发生在小于水深70 m的三角洲台地，此类构造，包括一组平行的陡坎，地堑凹地内表面平坦，也可能有次一级断裂陡坎，形成小突起和凹陷。其影响深度能达泥线下30 m.基底沉积物层理结构破坏。

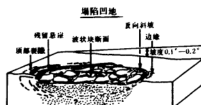


图10—4　一个塌陷及其形态特征的略图，不稳定性的深度未知(Prior和Coleman，1978)

塌陷洼地(图10—4)。分布在近海三角洲浅水区，呈圆形的凹陷，内部为粗纹理的块状，周围为陡坎，直径约50—150 m之间。塌陷的沉积物，表现出顺坡运动的趋势。

瓶颈状滑坡(图10—5)。通常发生在坡度0.2—0.4的浅水区。因沉积物向下坡移动，会触发上坡方向沉积物破裂，使上坡陡崖后退、崩塌，使沉积物顺坡滑移，形成沉积舌。在一定条件下，可由二个盘形的源区向同一个沉积舌输送沉积物，形成复合体。

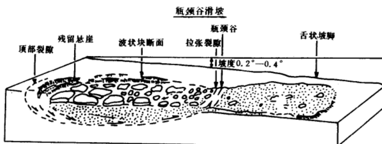


图10—5　瓶颈滑坡及其显著特征略图(Prior和Coleman，1978)

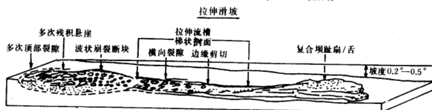


图10—6　一个长条形滑坡及其各种形态地形略图(Prior)

拉伸滑坡(图10—6)。在连续的变形过程中，形成一端延伸的后退滑坡。此类滑坡形成在0.2—0.5度的斜坡上，长度约为500—1500 m.崩塌物沿又长又窄的斜槽和通道

顺坡向下搬运，可以形成叠复式沉积鼻。比类水下滑块作用，把大量的沉积物搬运到陆架边缘，经测量向海移动速度每年1000 m以上。

表层泥流(图10—3C)。海底松散沉积物在重力或其它外力作用下顺坡流动。泥流表面极不规则呈丘形，大多数泥流多和三角洲有关。泥流内部地层层理极差。在海底形成几米到30 m的陡崖顺坡向面海侧流动，平均坡度2.3度，在下坡冲积裙逐渐过渡为分层良好的沉积层。延伸长达数十公里。迅速堆积的细粒物质能穿过坡度低的陆架，为表层沉积物运移的主要方式之一。

生长断裂(图10—3D)。由生长断裂引起的滑坡现象。主要发生在上陆坡，断裂运动随着不断的沉积连续发生。断裂的水平错断随深度增加。沉积速率在下降盘一侧普遍较高，各层的厚度也因此增大，影响深度达海底泥线下90 m。因断层带本身被大量沉积物迅速覆盖，所以海底表面海崖消失。

底辟现象(图10—3E)。沿大陆架外缘深水区，有宽阔弧形的陆架外缘滑塌，块体顺坡滑动，堆积在水深1000 m左右的大陆坡，坡脚巨厚沉积物压在较软的粘土层上，受到差异载荷的粘土被挤出向上刺穿并侵入上覆沉积物中，形成底辟现象。此类侵入，能导致高达200 m的土体垂直移动，甚至露出海平面，形成泥丘岛。底辟现象，在河口三角洲快速沉积区海底也有发生。

深成活动断层(图10—3F)。虽然深层断裂没有切割到沉积物表层，但其应力作用及伴随发生的地震作用可使表层沉积物的扰动深度达140 m。

四 实例

自1985年到1987年，青岛海洋大学河口海岸带研究所曾多次对黄河口水下三角洲进行调查，高分辩率的旁测声纳、精密测深仪和浅层剖面仪资料证实，在该区的浅海(水深2—15 m)三角洲前缘，发育大量的不稳定现象。主要类型有：

塌陷凹地，不规则圆形凹坑，直径几米到几十米，一般分布在水深4—8 m，凹坑的底面和未扰动表面高差可达4 m左右。

粉砂流分布在水深9—14 m的区域。多呈指状粉砂流冲沟，宽度100—150 m，顺坡向流动(见照片1)。粉砂流沟的底面展现为丘状、波状结构，系多级低地形。陡坎高1—1.5 m，弯曲的陡坎在平面上通常是平滑、和缓的曲线状。

塌陷凹地和粉砂流区泥线以下3—4 m地层的特征是层理消失，声学上均匀透明，为埋藏透声体。而周围未扰动三角洲前缘区地层，具有典型的层序和完好的层理。(照片2)

埋藏古河道，在浅地层剖面上可明显看出，现代三角洲沉积层下部发育晚更新世—早全新世时期的流水通道。(照片2)

据研究得知，本区不稳定现象的形成原因是：

1. 黄河带来高浓度巨量泥砂的快速堆积，导致沉积物孔隙水压力增高。
2. 沉积物以粉砂为主，具有较高的液化性和触变性。
3. 河口水动力对沉积物的动荷载作用。

由于不稳定现象的存在，使本区水下2—15 m形成不规则的复杂形态。沉积物的塌陷和滑流有碍于油田浅海钻井平台的座底和安全生产。

第四节　海洋工程地质调查

一　阶段

海水的复盖和复杂的海洋环境增加了海洋工程地质调查的难度。近年来，浅穿透，高分辩率地震方法以及旁测声纳技术的发展，近海导航准确性的提高，海底钻井取样和高精度的现场和实验室土工试验方法的改进，使得认识海底不稳定现象和确定其发生机制成为可能；并可对海底沉积物的工程特性作出正确的评价。但调查实施耗费巨大，特别是野外调查工作。因此，必须详细设计调查方案，使之尽量合理化。通常综合海洋工程地质场地调查程序包括以下几个步骤：

1. 资料收集阶段，包括场区已有的各类海洋环境，地质构造，海洋灾害历史资料。
2. 地球物理勘探和资料的收集。
3. 钻井取样和原位土工性质测试。
4. 实验室土工测试。
5. 资料的分析整理，编写调查报告，作出工程地质评价。

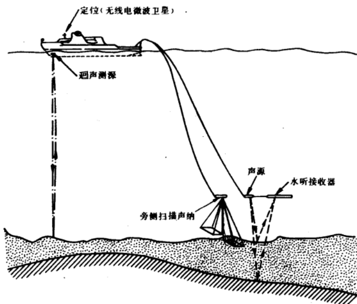
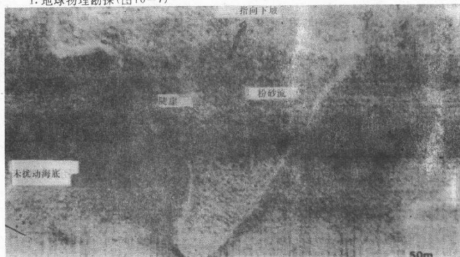


图10—7　地球物理勘探方法示意图(Sullivan，1980)

二　方法

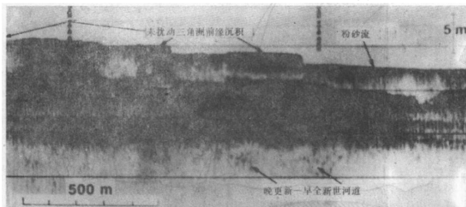
高分辩率的地球物理勘探是海洋环境条件下最有效和经济的调查手段。物探资料能及时和准确地显示海底沉积物的工程地质特征，其中主要有水深、海底地形地貌、沉积物浅地层垂直剖面等方面的资料情况。

1. 地球物理勘探(图10－7)



旁侧扫描声纳声象显示三角洲前缘粉砂流的地貌形态，粉砂流宽150 m

①水深　水深测量以时间函数的形式连续记录海水深度。它能反应连续的海底界面。通过潮汐的校正，其测量资料可以用来绘制海底地形图。使用频率12－200 kHz，高频双声道测深仪Seabeam系统可用于大陆坡和深海盆地等任何水深的海域。



通过三角洲前缘的海底地层剖面(3.5 KHz)浅地层未扰动区和粉砂流区声学特征的对比

②海底地貌、旁测扫描声纳记录的海底平面图　其扫描图象类似于小角度的航空照片。形象直观地反映海底、河道、砂波等各类地貌现象(见照片1)。使用工作频率一般为100 kHz，扫描宽度50－500 m。在详细井位调查中，声纳系统提供连续叠加复盖记录可以拼接成镶嵌图。对工程施工特别适用。通常使用的有EG& G,Klein公司的旁测声纳系统产品。

③垂直剖面　海底浅层剖面仪能提供测区沉积物地层的垂直剖面资料。其工作频率相对低于测深和旁测扫描声纳系统。所以部分发射能量能穿透海底，其中被层面反射回

来的信号记录下来，形成连续的剖面(照片2)根据不同的需要，通常有三类不同工作频率的海底剖面仪。

a. 浅穿透剖面仪，分辩率0.5—1 m,反映地层深度达30 m,ORE公司生产的频率为3.5 kHz的系统是常用的仪器。

b. 中等穿透剖面仪，分辩率为1—2 m,反映地层深度为75—200 m,常用仪器有轰鸣器和小型电火花。

c. 深穿透剖面仪，分辩率为5—20 m,反映最大深度200—1000 m,其设备有电火花、气枪、水枪等。

需要说明的是，所有仪器的穿透能力，决定于地层沉积物的性质，如在松软的粘土质沉积物中可获得最大的穿透率，在坚硬的岩石层中穿透深度小，甚至不能穿透。一般说来，频度低的系统有较大的穿透能力但分辩率也低。

2. 取样和原位测试

海底沉积物样品，用来测定其土工特性，包括粒度、容重、含水量等物理性质；以及渗透性、压缩性、剪切强度等力学性质。在机械取样技术和搬运过程中，固有的扰动很大程度上影响到土工特性的准确性。实际上，不扰动的样品是不存在的。人们一直在研究如何获得“不受扰动”的沉积物样品。在这种情况下，对海底沉积物原位土工测试的实践意义和评价越来越高。

①取样技术

a. 表层取样采用抓斗式取样器和Reineck箱式取样器。

b. 浅层取样，使用方式有三种：

重力式如Kastenlot重力取样器，能采集2—4m,优质的柱状样。

活塞取样器，能取到10 m以上的较细颗粒的样品。

振动活塞取样器，一般用于常规方法难于穿透的固结泥，密实的砂砾，但此类取样器很难取得原状样品。工作水深可达200 m。

c. 深层取样，一般要钻机配合进行，最新研制的取样系统工作水深可达600—900 m。

②原位测试

采用原位测试方法测定沉积物力学性质可以避免机械海底取样器所引起的样品扰动。其中主要是因为原状土扰动后容量剪切强度的变化非常敏感。这是工程地质测试最常用的方法。

a. 十字板剪力试验。本试验可以直接测定土的不排水抗剪强度Su,可以在钻孔中配合进行，也可以在现场采取原状土，用微型扭转十字板剪力仪在现场测定Su。

b. 触探试验。静力和动力贯入触探试验，使用锥尖贯入下切的原理，可获得浅地层沉积物连续地层剖面的强度资料。此方法能确定沉积物的抗剪强度、进行地层分层和直接用作工程设计的参数，具有快速、简便，灵敏的优点。

c. 载荷试验，是一种可靠的原位测试手段，此方法能直接测出自然条件下沉积物的变形模量和容许承载力。

d. 其它技术，通过沉积物的声速、热导率、电阻率等特征，可用来测定沉积物的孔

隙度值。

3.实验室土工试验

实验室土工试验，提供工程地质调查中沉积物物理力学性质的最基本依据的资料。常规的土工试验包括：

物理性质试验：容重、含水量、粒度、孔隙比、塑限、液限、微结构。

力学性质及土动力性质：压缩固结试验，剪力试验，动静三轴试验，动单剪试验，共振柱试验等。

三 评价及成果图件

1.海洋工程地质评价，应包括以下内容：

①沉积物的工程地质特征。

②自然环境和区域地质条件概况。

③海底不稳定性分析和预测，特别是要考虑到潜在的灾害影响。

④提供对规划设计和施工使用的具体建议

2.基本成果图件。

①水深图。根据水深记录绘制，反映海底不规则的地势和坡度。

②旁测声纳镶嵌图，反映直观效果的二维图象和地貌形态。

③底质图，反映沉积物类型分布情况。

④浅层结构图，反映沉积物地层及浅层气。

⑤地质特征图及区域工程地质稳定性综合评价图。

主要参考文献

〔1〕 张倬元 1981 工程地质勘察 地质出版社

〔2〕 梁元博 1980 深海沉积物物理及工程性质 海洋出版社

〔3〕 Coleman,J. M. Garrison,L. E. 1977 Geological aspects of Marine slope Stability,northwestern Gulf of Mexico. Marine Geotechnology. V012. 9—44.

〔4〕 Inderbition,A. C. 1974 Deep—Sea Sediments. New York Plenum Press.

〔5〕 Polous H. G. 1988. Marine Geotechnics. unwin Hyman. ltd.

〔6〕 Prior,D. B. 1984 Submarine slope instability in slope instability chapter10 John Wiley & Sons. Ltd.

〔7〕 Roberts,H. H. Suhayda,J. N. 1980,Sediment deformation and trasportation on Low—angle slopts. Mississippi River delta. Geomorphology. George Allen and Unwin London pp131—167.

〔8〕 Suhayda,J. N. 1976. Marine sediment instability; interaction of hydrodynamic forces and botiom sediments. Houston,Tx. OTC2426 V01. 1,PP29—40.

(陆念祖)